

Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Федеральное агентство по недропользованию Российской Федерации  
Закрытое акционерное общество  
Горногеологическая компания «МИРЕКО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБА 1:200000

Издание второе

Серия Полярно-Уральская

Лист Q-41-XI (Елецкий)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: М.А. Шишкин, О.Н. Малых,

П.Е. Попов, Л.С. Колесник

Редактор: А.И. Водолазский

Эксперты НРС:

А.П. Казак

Л.Р. Семенова

Санкт-Петербург 2004

УДК 550,8:528,94(084.3М200) (470.13)

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000 листа Q-41-XI (второе издание). Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С., Малых И.М., Карманов Р.С., Котельников В.Г., Романова Н.В., Лютикова Г.И., Коштырева А.П., Карапетов Г.А, Патратий Л.Е.. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ЗАО «МИРЕКО».

Проведено обобщение всех имеющихся геологических материалов по состоянию на 01.01.2004 г. Составлен комплект обязательных геологических карт и объяснительная записка к ним с необходимыми схемами-рисунками.

Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от среднего рифея до позднего мела включительно, кайнозой представлен палеогеновыми и неоген-четвертичными образованиями.

Описанная площадь принадлежит Западноуральскому мегасинклинию, Центральноуральскому мегантиклинию, Тагило-Магнитогорскому мегасинклинию Уральской складчатой системы, Косью-Роговской впадине Предуральского краевого прогиба, а также Предуральской и Уральской структурно-фациальным зонам кайнозоя.

Редактор

кандидат г.м.н. А.И. Водолазский

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Шишкин М.А., Карманов Р.С.) . . . . .	3
1. Геологическая изученность (Шишкин М.А., Карманов Р.С., Малых И.М.) . . . .	7
2. Стратиграфия (Колесник Л.С, Шишкин М.А., Попов П.Е, Малых И.М., Карманов Р.С., Романова Н.В.) . . . . .	15
3. Интрузивный магматизм и метаморфизм (Шишкин М.А., Котельников В.Г, Карманов Р.С., Фефилактов Ф.Н., Любоженко Н., Казак А.П.)... . . . .	92
4. Тектоника (Шишкин М.А.) . . . . .	113
5. История геологического развития (Шишкин М.А.) . . . . .	123
6. Геоморфология (Шишкин М.А.) . . . . .	129
7. Полезные ископаемые (Малых О.Н.) . . . . .	135
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района (Малых О.Н.) . . . . .	152
9. Гидрогеологические условия района (Романова Н.В.) . . . . .	160
10. Эколого-геологическая обстановка района (Коштырева А.П.) . . . . .	168
Заключение (Шишкин М.А.) . . . . .	174
Список литературы . . . . .	176

## ПРИЛОЖЕНИЯ

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа ограничена координатами 66°40' - 67°20' с.ш. и 64°00' - 65°00' в.д. В административном отношении входит в состав в состав Воркутинского района Республики Коми и, частично, Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области.

Орографически район работ разделяется на две части: тундровую (65% территории) и горную (35%). Рельеф характеризуется довольно значительными для Полярного Урала абсолютными отметками и степенью расчлененности. Максимальные высотные отметки расположены в пределах массива Пайер и достигают 1472,0 м (г. Пайер). Минимальные высотные отметки расположены в бассейнах рек Хараматолоу и Уса и составляют 70-80 м. Перепады высот в горной части составляют 400-500 м, иногда 600-700 м. В тундровой части – 50-200 м.

Речная сеть района работ представлена бассейнами рек Сось (р.р. Бол. Хараматалоу, Изьякырю и др.) и Уса (р.р. Лекъелец, Нияю, Харота, Елец, Яйю, Кечьпель и др.). В верховьях реки имеют бурное течение, в среднем течении - более спокойны. Водный режим рек непостоянен и находится в большой зависимости от количества выпадающих осадков и интенсивности стаивания снегового покрова весной. Все реки за исключением р. Уса и нижнего течения р. Елец непригодны для сплава из-за большого количества перекатов. Основные озера расположены в карах и троговых долинах на юго-востоке площади и имеют ледниковое происхождение. Наиболее крупные из них – Пайтаты и Монталор.

Климат площади работ является резко континентальным, типичным для Полярного Урала и характеризуется суровой и продолжительной зимой и коротким прохладным, дождливым летом. Зимой, при частых метелях, скорость ветра нередко достигает 25-35 м/с. Устойчивый снежный покров образуется в конце сентября – начале октября. Реки замерзают в середине октября, вскрываются - в конце мая – начале июня. Среднегодовая температура - 6°С. В наиболее холодный период (январь – февраль) среднемесячная температура составляет -18–22°С, нередко морозы до -35-45°С (абсолютный минимум -52°С). В летние месяцы среднемесячная температура не превышает +10 - +14°С. Среднегодовое количество осадков составляет: в тундровых районах – 400-500 мм, в горах – 500-600 мм.

Суровые климатические условия обуславливают развитие скудной угнетенной растительности. Самыми распространенными представителями флоры являются кустарники: карликовая березка, ива, на восточном склоне стелющаяся ольха. Древесная растительность (лиственница, режа береза) развита небольшими участками на склонах речных долин рек Бол. Хараматалоу, Харота, Нияю и южном склоне хр. Манитанырд. В бассейне р. Бол. Хараматалоу отмечается примесь рябины и ель. На южном склоне кряжа Енганэпэ расположен реликтовый еловый лес. В нижних частях долин всех крупных рек широко развита древовидная ива. Выше 600 м располагается гольцовая зона. Здесь развиты только лишайники и травянистая растительность.

Животный мир типичен для тундры: медведи, волки, россомахи, олени, лисицы, песцы, зайцы, повсеместно распространена белая куропатка. В долинах рек гнездятся водоплавающие птицы. В реках и озерах водится хариус. В летнее время в тундровой зоне много гнуса. Зона тундры - место выпаса оленей совхозов Ямало-Нененцкого округа.

Население района немногочисленно и проживает в станционных поселках вдоль железной дороги Сейда - Лабытнанги, пересекающей площадь в широтном направлении посередине. Наиболее крупный из них пос. Елецкий. Автомобильных дорог нет. Вездеходные дороги достаточно многочисленны и сравнительно легко проходимы для гусеничного транспорта. На восточный склон можно проехать только в летний период по двум перевалам Хараматолоу и Степьрузь. Проподимость территории различная, но преимущественно удовлетворительная и плохая.

Территория площади экономически не освоена. Горнодобывающих предприятий нет. Все постоянное население задействовано на обеспечении деятельности железной дороги.

Обнаженность территории неравномерная. В пределах тундровой зоны коренные обнажения имеются преимущественно в долинах рек, а в предгорьях, кроме того, и на междуречных пространствах. Хорошо обнажена собственно горная часть, но коренные выходы в значительной мере перекрыты осыпями и курумами.

Геологическое строение площади сложное и очень сложное, что определяется широким возрастным диапазоном картируемых подразделений, фациальной их изменчивостью, а также интенсивной дислоцированностью, как пликвативной, так и дизъюнктивной, в целом нарастающей к востоку и юго-востоку.

Работы по ГДП-200 и подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листа Q-41-XI м-ба 1:200 000 были начаты в 2000 году. Проведены три полноценных полевых сезона, в задачу которых входило уточнение дискуссионных вопросов стратиграфии и магматизма, прогнозно-поисковые работы на хромиты, марганец, медь, золото и другие виды полезных ископаемых, сопровождавшиеся на перспективных участках геохимическим опробованием по первичным и вторичным ореолам, шлиховым опробованием, геофизическими работами и поисково-картировочным бурением. Более подробно результаты полевых работ отражены в отчете по ГДП-200 [142]. В камеральный период с учетом полученных данных проведено обобщение материалов геолого-съемочных, поисковых, разведочных и геофизических работ выполненных в пределах листа после издания государственной геологической карты первого поколения.

Ввиду того, что геологическая карта м-ба 1:200 000 первого поколения [10] в значительной мере устарела, основой для составления Госгеолкарты явились в первую очередь материалы ГДП-50 под руководством Б.Я. Дембовского [94], П.М. Кучерины [108] и М.А. Шишкина [138], данные собственных полевых исследований авторов [142], материалы поисковых работ на россыпное золото [98], уголь [111], хромиты [121] и др. Фактически геологосъемочными работами м-ба 1:50000

покрыто 80% территории листа, что, с учетом геофизических и дистанционных материалов, обуславливает высокую информативность и достоверность составленной Госгеолкарты-200.

Результаты отмеченных выше работ, а также тематические (преимущественно стратиграфические) исследования, проведенные специалистами ГПП «Полярноуралгеология», Уральской геолого-съемочной экспедиции, ИГ КНЦ Уро РАН, ГИН РАН на территории листа за период с 1969 по 2000 годы, позволили уточнить положение и детализовать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, являющемся стратотипическим и петротипическим для многих картируемых литокомплексов Полярно-Уральской серии листов, а также уверенно проследить положение геологических границ в обнаженной части территории. При отрисовке границ в пределах слабо обнаженных участков использованы материалы поисково-картировочного бурения, которое в значительных объемах проводилось при ГДП-50; результаты дешифрирования аэрофото- и космоматериалов различных масштабов, а также данные геофизических работ по гравиразведке, магниторазведке и электроразведке. Наименее обоснованной осталась рисовка участков геологической карты в западной части листа Q-41-XI в пределах Лемвинского аллохтона, где отсутствует ГС-50, крайне слабая обнаженность и недостаточно геофизических работ.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000 к настоящему времени изданы комплекты карт первого поколения по листам Q-41-X [7], Q-41-V [16], Q-41-XVII [38] которые в значительной степени устарели. Поэтому увязка границ по западной, северной и южной рамкам не проводилась. В издании находится комплект Госгеолкарты-200 второго поколения листа Q-41-XII [39], все границы с которым по контурам увязаны. Однако имеются некоторые различия в трактовке возраста ряда магматических комплексов и некоторых свит, которые обоснованы новыми материалами полученными при работах по ГДП-200 данного листа [142].

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также объяснительная записка выполнены в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» (1995 г.), «Временными требованиями по проведению и конечным результатам геолого-съемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (1998 г.). Цифровые модели подготовлены согласно «Методических рекомендаций по составлению цифровых моделей листов Госгеолкарты-200 в форматах ГИС ПАРК» (2000 г.). Электронная база первичных данных в форматах АДК составлена только по материалам собственных работ. Основные графические материалы предшествующих ГДП-50 в пределах листа оцифрованы в формате ArcView и сданы на электронных носителях в КомиТГФ и Росгеолфонд [142].

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие сотрудники ОАО «Полярноуралгеология», затем ООО «Комигеология»: М.А. Шишкин (ответственный исполни-

тель), И.М. Малых; А.С. Микляев, Р.С. Карманов, Л.С. Колесник, В.Г. Котельников, Н.В. Романова, в разные годы В.В. Бученков, З.Н. Войтович, Г.А. Карапетов, Ф. Имамбаев, С.А. Онищенко, П.Е. Попов, В.А. Плаксина, В.Н. Туркин.

В составлении комплекта карт и объяснительной записки к ним принимали участие сотрудники ООО "Комигеология" М.А. Шишкин, О.Н. Малых, П.Е. Попов, Л.С. Колесник, И.М. Малых, Г.И. Лютикова, В.Г. Котельников, Н.В. Романова, Р.С. Карманов, А.П. Коштырева, Г.А. Карапетов, Л.Е. Патратий. Разделы «Леквожский комплекс» и «Кывомшорский комплекс» главы «Интрузивный магматизм», написаны сотрудниками ИГ КНЦ Уро РАН Ф.Н. Фефилактым и Л.Н. Любоженко.

Лабораторные работы выполнены в ЦЛ ООО «Комигеология», лабораториях ФГУП «ВСЕГЕИ», ИГ КНЦ Уро РАН, ООО «Геолог–1» (г. Ухта).

Петрографическое описание шлифов осуществлено сотрудницей ЦЛ Е.А. Котельниковой.

Все определения конодонтов выполнены ведущим геологом партии Л.С. Колесник, фораминифер и споро-пыльцевой анализ из образцов кайнозойских отложений - сотрудниками ЦЛ ООО «Комигеология» Н.Ю. Аникиной и Л.Г. Деревянко.

Радиогеохронологические исследования выполнены в Изотопном Центре ФГУП «ВСЕГЕИ» Д.И. Матуковым, и ИГ и Г УроРАН Ю.Л. Ронкиным.

Авторы признательны В.П. Водолазской, Л.И. Гурской, В.А. Душину, Д.В. Зархидзе, С.К. Кузнецову, В.М. Макову, Ф.Г. Лепешкину, Н.В. Лютикову, М.Я. Попову, Н.М. Риндзюнской, В.А. Салдину, А.А. Соболевой, В.С. Цыганко, Я.Э. Юдовичу и другим, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную помощь и за предоставление материалов.

## 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В связи с тем, что работы, проведенные до издания Гостгеолкарты м-ба 1:200 000 первого поколения по листу Q-41-XI, достаточно подробно освещены в объяснительной записке к листу [10], в настоящей записке рассматриваются только сама изданная карта и геологические исследования, выполненные после 1978 года. Для улучшения восприятия сведения о работах даются по тематическим разделам.

**Геологосъемочные работы.** На территории листа Q-41-XI геологическая съемка масштаба 1:200 000 была проведена фрагментами в начале 50-х годов К.Г. Войновским-Кригером [7] и А.П. Белоусовым (1957 г.). Государственная геологическая карта листа подготовлена к изданию конце 70-х г.г. под руководством В.Н. Гессе [10], с учетом результатов проведенных в 60-70-е годы полистных геологических съемок масштаба 1:50 000.

На площади листа для допалеозойских образований В.Н. Гессе выделены литокомплексы восточных (ханмейская и няровейская свиты) и западных (енганэпэйская и бедамельская свиты) фаций. Палеозойские образования, вслед за К.Г. Войновским-Кригером, подразделяются на Елецкую и Лемвинскую фациальные зоны. Среди елецких фаций снизу вверх по разрезу выделяются: манитаньрдская ( $C_3-O_1$ ), малопайпудынская ( $O_1$ ), щугорская ( $O_{2-3}$ ) свиты, хроностратиграфические подразделения силура, девона, карбона, сизымская, гусиная, бельковская, талатинская и лекворкутская свиты перми. В лемвинских фациях картируются: погурейская ( $C_3-O_1$ ), грубеинская ( $O_{1-2}$ ), чигимская ( $O_{2-3}$ ); в восточной подзоне молюдшорская), харотская ( $S-D_1$ ), воргашорская ( $C_{1-3}$ ); в восточной подзоне яйюская) и кечпельская ( $C_3-P_1$ ) свиты. Для платформенной стадии развития выделяются верхнемеловая кора выветривания и разнофациальные комплексы покровных четвертичных отложений. Интрузивные образования подразделяются на кембрийские комплексы серпентинитов, габбро, долеритов, гранитов, кварцевых диоритов; позднеордовикские - габбро, габбродолеритов и кварцевых порфиров; раннесилурийские - гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, серпентинитов и габбро (райизско-войкарский комплекс); позднепалеозойские интрузии гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов (яйюский комплекс). На карте полезных ископаемых регистрируются Елецкое месторождение каменного угля, проявления железа, хрома, меди, свинца, золота, фосфоритов, горного хрусталя. При оценке перспектив района акцентируется вероятность выявления месторождений хромитов, меди и золота. Среди недостатков геологической карты следуют отметить ошибочность трактовки положения в разрезе енганэпэйской свиты, отнесение образований Хараматолоуского блока к ханмейской и няровейской свитам. Среди закартированных полей чигимской свиты ( $O_{2-3}$ ) при более поздних исследованиях выявлены конодонты девона и карбона. В вертикальном разрезе лемвинских фаций «утеряны» литоассоциации девона. Для карбонатных отложений силура, девона и карбона приняты устаревшие варианты выделения подраз-



делений общей стратиграфической шкалы. Недооценена роль шарьяжно-надвиговых дислокаций. Карта четвертичных отложений составлена на основе ошибочных представлений о покровном характере позднеплейстоценовых оледенений. Поэтому практически на всей территории листа показано развитие ханмейской (зырянской) морены. В долинах рек выделены отложения русел и пойм, первой и второй надпойменных террас. Под покровом зырянской морены показано развитие среднеплейстоценовых ледниково-морских отложений роговской свиты.

В конце 50-х - начале 60-х г.г. проведена ГС-200 на северном, западном и южном смежных листах, по результатам которых изданы Государственные геологические карты м-ба 1:200000 [7]; [16], [38], которые к настоящему времени морально устарели.

В 1981-1983 гг. под руководством Б.Я. Дембовского [94] были проведены работы по ГДП-50 Каро-Елецкой площади охватившие листы Q-41-33-Б-г, -Г-б,г; -34-А,Б,В,Г; -46-А,Б-а,б,в, сопровождавшиеся значительными объемами горных и геофизических (профильная электроразведка, магниторазведка) работ, поисково-картировочного бурения, масштабными палеонтолого-стратиграфическими исследованиями, на основе которых существенно уточнено геологическое строение листа. Установлено положение енганэпэйской свиты стратиграфически выше бедамельской. Однако при этом авторы ошибочно включили в состав первой и часть вулканогенно-кремнистых подбедамельских образований (маюкуяхинская толща) на юге хр. Енганэ-пэ. В составе палеозойских образований к Елецкой СФЗ отнесены отложения манитанырдской ( $C_3-O_1$ ) и шугорская серий ( $O_{2-3}$ ); силурийские, девонские и каменноугольные карбонатные отложения, расчлененные до отделов и ярусов, но впервые с разделением по типам разрезов (лагунные, рифовые, открытошельфовые). В Лемвинской СФЗ выделены: грубеинская серия в составе погурейской ( $C_3-O_1$ ) и харбейшорской ( $O_1$ ) свит; чигимская серия ( $O_{2-3}$ ) в составе молюдшорской и грубешорской свит; харотская серия в составе маниташорской ( $S_{1-2}$ ), нияюской ( $S_2-D_1$ ) и косвожской ( $D_2$ ) свит; воргашорская серия ( $D_3-C_2$ ) в составе няньворгинской ( $D_3-C_1$ ) и яйюской ( $C_{1-2}$ ) свит и кечпельская ( $C_3-P_1$ ) свита. Однако введение серий путем укрупнения традиционных свит ввело существенную путаницу в стратиграфии. В результате чего, например, восточный (яйюский) и западный (воргашорский) типы разреза лемвинского карбона оказались в одной серии; харбейшорская свита превратилась в аналог филлитовой (грубеинской) свиты. Ошибкой явилось также выделение невалидной чигимской серии и отнесение отложений качамылькской свиты в состав шугорской серии. По результатам бурения установлено широкое развитие в районе мезо-кайнозойских кор выветривания. Схема расчленения интрузивных образований принципиально не отличается от Госгеокарты-200. Впервые, после К.Г. Войновского-Кригера все лемвинские образования рассматриваются как аллохтонные. Основным поисковым итогом работ явилось выявление россыпей золота на хр. Енганэпэ. Масштабные поисковые работы на бариты и бокситы привели к отрицательному результату. В качестве недостатка необходимо отметить отсутствие карты четвертичных отложений.

В 1984-1989 гг. под руководством П.М. Кучерины [108] проведены работы по ГДП-50 в охватившие листы Q-41-46-Б-Г; Q-41-46-В, Г. Отложения Хараматолоуского блока были расчленены на три свиты: изьякырьюскую, степрузскую (обе  $R_2$ ) и ивтысьшорскую ( $R_3$ ), в составе хараматолоуской серии. Палеозойские расчленены на лагортинскую серию ( $\epsilon_3-O_1$ ), погурейскую ( $\epsilon_3-O_1$ ), грубеинскую ( $O_{1-2}$ ), чигимскую ( $O_{2-3}$ ), харотскую ( $S-D_1$ ), няньворгинскую ( $D_3-C_1$ ), яйюскую ( $C_{1-2}$ ) и кечпельскую ( $C_3-P_1$ ) свиты. Интрузивные образования отнесены к кыквомшорскому комплексу габбро-амфиболитов и плагиогранитов ( $R_3$ ), райизско-войкарскому комплексу гарцбургитов, дунитов, серпентинитов ( $\epsilon_3-O_2$ ) кершорскому комплексу габбро-амфиболитов ( $\epsilon_3-O_2$ ) и к яйюскому комплексу ( $C_3-P_1$ ). Работы сопровождались значительными объемами горных и геофизических работ, поисково-картировочного бурения и в поисковом отношении были весьма эффективны. В пределах листа выявлены проявления марганцевых гондитов (Изьякырьюское и др.), медно-колчеданных руд (Тышорское), хромитов, Дзелятышорское месторождение ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд. Из недостатков отметим ошибочность трактовки возрастного объема лагортинской серии, невалидность чигимской свиты.

В 1988-1990 гг. М.А. Шишкиным [138] были проведены подготовительные работы к ГГК-50 Качамылькской площади (листы Q-41-45-Б, Q-41-46-А). Существенно уточнено геологическое строение района. В Лемвинской СФЗ выделены два типа разрезов: западный и восточный. В западном типе выделены: усинская ( $O_1$ ), качамылькская ( $O_{2-3}$ ), харотская ( $S-D_1$ ), косвожская ( $D_2$ ), няньворгинская ( $D_3-C_1$ ), воргашорская ( $C_{1-2}$ ) и кечпельская ( $C_3-P_1$ ) свиты. Сделан вывод о первично нормальных стратиграфических взаимоотношениях усинской, качамылькской и харотской свит. В восточном - выделены образования грубеинской свиты ( $O_1$ ), нерасчлененные отложения среднего ордовика – нижнего карбона, объединенные в нангытьеганский комплекс и отложения яйюской свиты ( $C_{1-3}$ ). Бурением установлена связь Харотской магнитной аномалии с массивом допалеозойских гипербазитов. Проведены площадные литогеохимические поиски. Открыто проявление фосфоритов Нежданное и ряд проявлений окисленных марганцевых руд.

В 1999-2000 гг. на смежном к востоку листе Q-41-XII под руководством А.П. Прямоносова [39] проведены работы по ГДП-200 с подготовкой к изданию Госгеолокарты-200 второго поколения. Данная работа отличалась значительным волонтаризмом авторов в отношении трактовки геологического строения района на основе новых, но весьма дискуссионных данных по абсолютному датированию ряда интрузивных комплексов, необоснованным распространением результатов единичных определений конодонтов на значительные площади, игнорированием результатов предшествующих ГДП-50. В итоге данных нововведений два члена Войкарской офиолитовой ассоциации (ультрабазиты и габброиды) получили более молодой раннедевонский возраст, по сравнению с позднесилурийско-среднедевонской Малоуральской островодужной ассоциацией, в основании которой они находятся. При этом офиолитовые вулканиты остались в ордовике. Из состава

бедамельской серии ( $R_3$ ) в ядре Манитанырдского антиклинория под базальными горизонтами манитанырдской серии ( $C_3-O_1$ ) выделена аллохтонная (?) силурийская (?) нияшорская толща Лагортинской подзоны. Часть вулканомиктовых песчаников енганэпэйской свиты ( $V_2$ ) на северной периклинали Манитанырда по необъяснимым причинам закартирована в составе манитанырдской серии ( $C_3-O_1$ ). Часть ивтысьшорской свиты ( $R_3$ ) в Хараматолоуском блоке на основании единичной, неповторенной более, находки конодонтов выделена в усть-воргашорскую толщу ( $D_3$ ). Поэтому прямая увязка по восточной рамке невозможна.

В 2001 г. издана Госгеолкарта м-ба 1:1000000 (новая серия) листа Q-40,41, под редакцией О.А. Кондайна [11]. Геологическое строение территории листа отражено в полном соответствии с проведенными в 1980-е гг. ГДП-50, анализ которых приведен выше.

**Поисковые работы.** В 1977-1980 гг. под руководством Н.В. Лютикова были проведены поисковые работы на бариты в бассейнах рр. Яйю и Харота. В их результате проведена оценка баритонности значительной части территории, расположенной вдоль Уральского водораздела. Осмотрены и опробованы на барий все основные точки баритизации, приуроченные к девонско-каменноугольным отложениям Лемвинской СФЗ. На территории листа выявлено Вонкурьюганское баритовое рудопроявление [110].

В 1986-87 гг. под руководством А.П. Ермоленко [98] были проведены поисковые работы на золото в бассейнах рек Ния-ю и Лекъелец, включавшие геоморфологические и стратиграфо-палеонтологические исследования, маршрутные и шлиховые поиски, геофизические, буровые и опробовательские работы. Составлены карта россыпной золотоносности масштаба 1:100 000, карта россыпей на геоморфологической основе масштаба 1:50 000, геолого-геоморфологические планы масштаба 1:10000-1:25000, литологические разрезы по профилям масштаба 1:2000. Выявлены и оценены мелкие непромышленные россыпи золота в долинах р. Нияю и рч. Изъявож. Однако вывод авторов об исключительной приуроченности россыпей к современным аллювиальным отложениям неверен. Анализ материалов отчета показывает, что фактически большая часть россыпей приурочена к древнему аллювию переуглубленных палеодолин.

В 1985-1999 гг. под руководством А.М. Овечкина [121] проведены поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сынинского массива в комплексе с геофизическими методами исследований. Открыты Лекхойлинское месторождение глиноземистых хромитовых руд и целый ряд проявлений, составлена прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1:100 000, проведена прогнозная оценка площади на хромитонность по категориям  $P_1$  и  $P_2$ , по рудопроявлениям подсчитаны запасы по категории  $C_2$ . Проведены исследования вещественного состава пород перспективных комплексов и хромитовых руд и лабораторные технологические испытания глиноземистых хромитовых руд.

В 1987–1990 гг. под руководством А.И. Баркаря были произведены поисковые и поисково-разведочные работы на песок и ПГС в районе ст. Елецкая, на территории листа выявлено 3 месторождения с суммарными запасами песка и ПГС 88241 тыс.м<sup>3</sup>. На основании стратиграфических исследований сделан вывод о локализации продуктивных отложений в составе ледниково-морской роговской свиты (QII). Произведены анализы ПГС на соответствие ГОСТу. Для проведения дальнейших работ рекомендовано месторождение «Качамыльк» [72].

**Тематические исследования.** В 1969-75 гг. В.Н. Пучковым изучены разрезы по рр. Харота, Елец, Яйю, рч. Воргашор, Янасшор. Уточнены возрастные датировки благодаря обнаружению конодонтов, убедительно доказан преимущественно позднедевонский возраст отложений, относимых ранее к чигимской свите (O<sub>2-3</sub>), среднедевонский возраст верхнеелецкой (косвожской) свиты, палеозойский возраст вулканогенно-кремнистых образований лагортинского комплекса (грубешорская свита) ошибочно относимых ранее к кокпельской свите рифея. Важнейшим итогом исследований автора в целом является определение бативальной природы Лемвинской СФЗ и ее геотектонической позиции как пассивной континентальной окраины палеозойского Восточно-Европейского континента [41].

В 1982-84 гг. Г.Я. Сабуровым и др. [129] составляется геологическая карта м-ба 1:500000 территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология». По листу она полностью идентична ранее составленной карте м-ба 1:200 000 [133], в основу которой положены итоги проведенных ГС-50. Данная карта стала основой для создания карты структурно-формационного районирования [74] и тектонической карты [75] Республики Коми.

В 1982-85 гг. Я.Э. Юдовичем в бассейнах рр. Елец и Харота проведены работы по геохимическому изучению Лемвинской зоны. Геохимическую характеристику получили разрезы всех свит, выявлен ряд проявлений фосфоритов и многочисленные аномальные точки по другим элементам. Обобщенные результаты работ отражены впоследствии в монографии [9].

В 1985-1989 гг. Б.Я. Дембовским и В.В. Терешко [95] проведены опытно-методические работы по совершенствованию геологического картирования м-ба 1:50 000, в результате которых установлен позднерифейский возраст вулканогенно-кремнистых подбедамельских отложений на рч. Тампико (ошибочно отнесимых ранее к енганэпэйской свите) и по сборам акритархов - вендский возраст отложений собственно енганэпэйской свиты.

В 1988-1992 гг. Н.Г. Новаковой [113] проведены опытно-методические работы по изучению MZ-KZ кор выветривания. В результате подтверждено широкое развитие в пределах листа кор выветривания, произведена их типизация, составлены карта кор выветривания и карта прогноза связанных с ними полезных ископаемых, составлен кадастр проявлений кор выветривания, геоморфологическая карта западного склона Полярного Урала м-ба 1:200000. В пределах листа с приме-

нением бурения оценено проявление болотных марганцевых руд и произведена заверка части марганцевых аномалий, выявленных при ГГК-50 Качамылькской площади [138].

В 1986-1996 гг. В.А. Салдиным [132] изучены верхнепалеозойские терригенные формации (яйюская и кечпельская свиты) Лемвинской зоны на территории листа и уточнен их возраст.

В 1990<sup>е</sup> гг. П.М. Кучериной (ПУГРЭ), С.В. Руженцевым, В.А. Аристовым (ГИН РАН) [43] на основе сборов конодонтов получены новые данные о геологическом строении восточных разрезов Лемвинской СФЗ. Предложен новый вариант схемы фациальной зональности с выделением самостоятельной Манитанырдско-Пайпудынской СФЗ, которая, по мнению авторов, первоначально располагалась к востоку от Лемвинской. Необходимо отметить, что последняя идея достаточно дискуссионная, так как Манитанырдский антиклинорий находится в автохтоне и является основанием для паравтохтона, сложенного силурийско-пермскими образованиями лемвинского комплекса западного фациального подтипа.

В 1997-99 гг. коллективом авторов в составе М.А. Шишкина, В.Г. Криночкина, Т.А. Афанасьевой и др. составлена легенда Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 [137]. В основу ее положен принцип выделения местных и вспомогательных картируемых литостратиграфических подразделений.

**Геофизические работы. Гравиметрические съемки.** В 1958-1959 гг. Кривцовым К.А. [106] вся территория листа была покрыта гравиметрической съемкой м-ба 1:500000. Площадные гравиметрические съемки м-ба 1:200 000 и 1:100 000 были проведены в 1964 и 1967 гг. под руководством В.Н. Водолазского [82], [83]. По их результатам хорошо проявились крупные структуры 1 порядка: Енганэпэйская брахиантиклиналь, Манитанырдский мегаантиклинорий, Нияюская грабенсинклиналь, Войкаро-Сыньинский массив. Сделан вывод, что основное влияние на морфологию и интенсивность гравитационного поля на территории листа оказывает петроплотностная граница между допалеозойским терригенно-вулканогенным комплексом и палеозойским терригенно-карбонатным комплексом (с избыточной плотностью 0,15 г/см<sup>3</sup>).

В 1967 г Б.В. Киселевым [105] проведена гравиметрическая съемка м-ба 1:50 000 в пределах Хараматолоуского блока.

В 1972 г. Ю.Г. Бороздиным [79] в северо-западной части листа (Хановейская и Елец-Кечпельская площади) проведена полумиллигалльная гравитационная съемка (дополненная на отдельных участках сейсморазведкой и электроразведкой ВЭЗ) с целью оконтуривания предполагаемых синклинальных структур, перспективных на поиски углей. Исключение влияния мезокайнозойских отложений из наблюдаемого гравитационного поля позволило авторам осуществить детальное структурно-тектоническое районирование территории, составить схемы рельефа поверхности палеозоя и меловых отложений, схемы равных мощностей неоген-четвертичных отло-

жений. По материалам этих работ выходы низкоплотных меловых отложений уверенно картируются интенсивными локальными минимумами под покровом неоген-четвертичных отложений.

В 1972 г. под руководством П.И. Лепехина и И.А. Солодова [109] проведены профильные гравиразведочные работы в восточной части листа (в комплексе с магнито- и электроразведкой) по профилям через 1-2 км с шагом 100-250 м с целью оценки глубины кровли байкалид.

Таким образом, гравиметрическая изученность территории листа в масштабе 1:50 000 составляет не более 20%, низкая детальность результирующей изданной гравиметрической карты не позволяет использовать ее для уточнения сложного геологического строения территории листа и решения прогнозно-поисковых задач.

**Магниторазведочные работы.** В 1964-1965 гг. под руководством Е.А. Подбеловой и Ю.С. Харламова [123] почти вся территория листа, за исключением его юго-восточной части, была охвачена аэрогаммамагнитной съемкой м-ба 1:25 000 с целью выделения участков, перспективных на поиски цветных и черных металлов. В результате применения высокочувствительной для того времени аппаратуры была достигнута достаточно высокая точность съемки в  $\pm 5 - 10$  гамм, что позволило авторам существенно уточнить морфологию магнитного поля и геологическое строение, наметить ряд участков для постановки геолого-поисковых работ. На территории листа авторы выделили на фоне пониженного магнитного поля Енганэпэйский и Манитанырдский аномальные участки, приуроченные к выходам доуралид, а также Харотскую магнитную аномалию. При этом относительно спокойное пониженное магнитное поле над Манитанырдским антиклинорием объяснено большей степенью метаморфизма развитых здесь пород. Харотскую магнитную аномалию, приуроченную к области развития немагнитных палеозойских отложений Лемвинского аллохтона, авторы связали с высокомагнитными (до  $6000 \times 10^{-6}$  ед. СГС по расчетным данным) эффузивами основного состава, находящимися под покровом надвига на глубине 350-700 м. Последующими работами [138] установлено, что аномалиеобразующими объектами здесь являются тела допалеозойских серпентинитов. На юге хр. Енганэпэ выделен участок, перспективный на поиски полиметаллического оруденения.

В 1965 г В.В. Герником и М.А. Зыскиным [87] проведена наземная магнитная съемка м-ба 1:10000 в комплексе с электроразведкой ВП СГ и металлометрией на участках «Западный» и «Степрузский» в помощь детальному геологическому картированию. По результатам магниторазведки были откартированы выходы серпентинового меланжа в зоне Хараматолоуского разлома (аномалии интенсивностью 1000-6000 гамм), а также интрузии габбро и долеритов. На основании количественных расчетов был сделан вывод, что Харотская магнитная аномалия может быть вызвана только породами ультраосновного состава, погребенными на глубине до 700 м. Установлен ряд аномалий ВП, перспективных на медноколчеданное оруденение.

В 1973-1974 гг. М.А. Артамоновым и А.А. Генкелем [71] проведена аэромагнитная съемка м-ба 1:25 000 в комплексе с аэрогаммаспектрометрией на Елецко-Усинском участке с целью детального геолого-геофизического картирования и выделения участков, перспективных на поиски бокситов. Достигнута точность съемки в  $\pm 2,2$  гамм, позволяющая картировать слабomagнитные ( $80-100 \times 10^{-6}$  ед. СГС) терригенные нижнепермские отложения, однако локальные аномалии, перспективные на поиски бокситов, выявить не удалось.

В 1983 г. Н.Ф. Данукаловым [94] были проведены наземные площадные магниторазведочные работы м-ба 1:25 000, с целью детализации Харотской магнитной аномалии.

В 1990 г. Е.Д. Бриль [138] эпицентр аномалии был детализирован наземной магнитной съемкой м-ба 1:10 000. Заданными в эпицентрах локальных аномалий буровыми скважинами были вскрыты тела серпентинитов, залегающие в тектонических клиньях среди немагнитных отложений манитаньрдской серии. Это позволило связать аномалию в целом с наличием на глубине крупного Харотского ультрабазитового массива допалеозойского возраста [70].

**Электроразведочные работы.** Электроразведочные работы начали проводиться в 60-х годах в пределах Косью-Роговской впадины с целью поиска и оконтуривания синклинальных структур, выполненных угленосными пермскими отложениями. В 1951 г. И.И. Боровковым и А.А. Солодовым [77] была проведена площадная электроразведка СЭП по сети 2000x200 м в северо-западной части территории листа. В 1952 г. И.И. Боровковым [78] эти работы были продолжены на юго-запад по сети 1500x200 м и, таким образом, почти вся территория Косью-Роговской впадины, попадающая на лист, оказалась покрыта площадной электроразведкой СЭП, картографическое значение которой осталось недооцененным до настоящего времени. По составленным авторами картам сопротивлений нами было, существенно, уточнено геологическое строение района и структурный план территории работ. В частности, с высокой степенью достоверности по материалам электроразведки картируется контакт между известняками карбона и терригенными отложениями юньягинской серии нижней перми (на этой геоэлектрической границе происходит 5 – 10 кратное уменьшение электросопротивления). Наиболее низкими сопротивлениями картируется ядро Хановеймусюрской синклинали, выполненное отложениями угленосной аячьягинской подсвиты нижней перми. Аномалиями высокого сопротивления уверенно картируются ядра Денишорской и Хановейшорской антиклиналей, сложенные известняками карбона. Аналогичная высокоомная зона на рч. Дмитрий-Шор нами связана с выходами известняков карбона в ядре впервые выделенной Дмитришорской антиклинали. На основе материалов электроразведки нами также было уточнено геологическое строение Лекъелецкой антиклинали.

В 1955 г. А.И. Гольдбергом и В.А. Мяконьких [91] электроразведочные работы методами СЭП и ВЭЗ по сети 2000x200 м были продолжены к югу от устья р. Елец. На карте графиков кажущихся сопротивлений в пределах листа выделена южная низкоомная зона, фиксирующая, по

мнению авторов, отложения воркутской серии перми. На самом деле соответствует выходам под наносы низкоомных меловых отложений, наличие которых впоследствии подтверждено бурением непосредственно западнее рамки листа.

Подводя итог анализу геофизической изученности территории листа, следует еще раз отметить крайне недостаточную степень его изученности крупномасштабными (1:50 000) гравиметрическими и современными аэромагнитными и аэрогаммаспектрометрическими съемками.

## **2. СТРАТИГРАФИЯ**

В геологическом строении территории листа Q-41-XI принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Первые представлены преимущественно вулканогенными образованиями рифея и венда. Палеозойские - практически непрерывным разрезом осадочных отложений, начиная с верхнего кембрия. Мезозойские образования представлены ограниченно развитыми морскими отложениями верхнего мела. В составе кайнозойских образований выделяются отложения палеогена, неогена и квартера. Стратиграфическое расчленение всех отложений произведено в соответствии с Легендой Полярноуральской серии листов Госгеолкарты - 200 [137]; по результатам ГДП-200 в нее внесен ряд изменений и дополнений.

### **Протерозойская акротема Верхнепротерозойская эонотема.**

На территории листа установлены только средне-позднерифейские и вендские образования позднего протерозоя, развитые к северо-западу от линии Главного Уральского надвига (ГУН). Они принадлежат двум структурно-формационным мегазонам (СФМЗ) байкалид: Центрально-Уральской и Восточно-Уральской, границей между которыми является Хараматолоуский разлом. В составе первой СФМЗ в районе выделяется Полярноуральская структурно-формационная зона (СФЗ), представленная Енганэпэйско-Манитанырдской подзоной, образования которой выходят на дневную поверхность в ядрах антиклиналей Енганэпэ и Манитанырд. В составе второй – Харбейско-Марункеуская СФЗ, образования которой обнажаются в пределах Хараматолоуского блока, где относятся к одноименной подзоне. В составе западной, Полярноуральской СФЗ, принимают участие осадочно-вулканогенные образования поздне-рифейского, вендского и раннекембрийского (?) возраста, а в составе восточной, Харбейско-Марункеуской СФЗ, - метаосадочные и метавулканогенные толщи средне-поздне рифейского возраста.

### **Средне-верхнерифейская эратема, вендская система - кембрийская система (нижний отдел). Полярноуральская структурно-формационная зона.**

Стратифицированные образования Енганэпэйско-Манитанырдской подзоны представлены отложениями манюкуяхинской свиты, бедамельской серии и енганэпэйской свиты.



**Манюкуяхинская свита** (RF<sub>3mj</sub>) выделяется нами впервые. Первоначально при проведении ГС-50 [96] и ГДП-50 [94] данные образования ошибочно относились в состав флишеидной енганэпейской свиты, а затем были выделены в качестве известково-кремнисто-алевролитовой толщи в составе бедамельской серии [95]. Учитывая специфичность литологического состава толщи, и то, что при картировании данные образования никогда не включались в состав бедамельской серии, нами они закартированы в качестве самостоятельной свиты. Название дано по р. Манюкуяха, в бассейне которой они имеют наиболее широкое развитие. На изучаемой площади манюкуяхинская свита слагает ядра Изъявожской и Манюкуяхской антиклинальных структур в пределах хр. Енганэ-Пэ. Наиболее полно разрез свиты (более 315 м) представлен на рч. Тампико на южной периклинали хр. Енганэ-Пэ. В ее составе здесь наблюдаются метаалевропесчаники, метаалевролиты, кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты с прослоями известняков в верхней части, редкие прослои афировых и порфировых базальтов и андезибазальтов.

Апоалевролитовые сланцы темно-серые и зеленовато-серые, серицит-хлорит-кварцевого, альбит-серицит-хлорит-кварцевого состава, с примесью вероятно туфогенного кластического кварц-полевошпатового материала. Структура пород - бластопелитовая, гранолепидобластовая; текстура сланцеватая, линзовидно-полосчатая. Акцессории - апатит, лейкоксен, сфен.

Кремнисто-глинистые сланцы в нижней части разреза темно-серые до черных, часто с характерной брусковидной отдельностью, с прослоями алевролитов, в верхней части разреза – углеродистые с разбужинированными прослоями известняков онколитовых, черных, массивных мощностью от 5 см до 1,5 м, с прослоями фтанитов. Под микроскопом обнаруживают бластоалевролитовую, часто брекчиевидную структуру, сланцеватую текстуру. Состоят из кремнисто-глинистого вещества, перекристаллизованного в микролепидогранобластовый агрегат серицита (40%), кварца с альбитом (30%), эпидота (до 10%). Отмечается дисперсное органическое вещество (С орг. от 0,3 до 1,5%, иногда до 4,49%), повышенные содержания Ni и Mo [95].

Известняки сравнительно чистые (терригенная примесь не более 11%), что является свидетельством формирования их в условиях слабого терригенного сноса. Геохимической особенностью является аномальное содержание Sr (0,286% по данным ПКСА), что является одним из косвенных доказательств их позднерифейского возраста, а также несколько повышенные содержания Mn, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ba, что позволяет предположить их конкреционное происхождение.

Литологическое наполнение свиты и ее положение в разрезе свидетельствуют о том, что ее формирование происходило в геодинамической обстановке задугового окраинного моря.

Позднерифейский возраст обосновывается сборами онколитов: *Osagia nimia* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ambigelamellatus horridus* Z. Zhuri микрофоссилий (определения Л.Н. Ильченко): *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) Tim., *L. bicrura* Yank., *Protosphaeridium conglutinatum* Tim., *Pr. flexuosum* Tim., *P. densum* Tim., *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *S. soride*

*forme* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Stictosphaeridium tortulosum* Tim., *Macroptycha biplicata* Tim., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Paleolyngbia catenata* Herm., *Chuararia circularis* Walcott позднерифейского возраста [95].

На нижнее положение манюкуяхинской свиты в разрезе, по отношению к вышележащей бедамельской серии, указывают и полученные нами данные определения абсолютного возраста гранодиоритов нияюского комплекса, прорывающих ее в ядре Манюкуяхинской антиклинали (к северу от территории листа). По единичным цирконам Ю.Л. Ронкиным (ИГиГ Уро РАН) U-Pb методом с применением трассера и  $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$  получен абсолютный возраст гранодиоритов  $719 \pm 10$  млн лет. Таким образом, заведомо позднерифейский (доукский) возраст манюкуяхинской свиты представляется очевидным. По литологическим особенностям она ближе всего к манарагской свите Ляпинской СФЗ [IV УРМСС].

В магнитном поле отложения манюкуяхинской свиты ввиду немагнитности слагающих ее отложений картируются слабоотрицательным магнитным полем на фоне магнитных отложений бедамельской серии. В гравитационном поле, не смотря на относительно пониженную плотность, отложения свиты не выражаются ввиду мелкомасштабности гравитационной съемки.

Нижняя граница свиты неизвестна. Верхняя - проводится по подошве горизонта туфоконгломератов и туфогравелитов бедамельской серии, содержащих гальку пород свиты. Видимая мощность в пределах листа более 500 м, с учетом разрезов по р. Манюкуяха – более 1300 м. Общая мощность – более 2000 м.

**Бедамельская серия нерасчлененная (RF<sub>3</sub>-V<sub>2</sub>bd).** В пределах Енганэпэйско-Манитанырдской подзоны в отличие от хр. Оченырда традиционно картируется нерасчлененной [96], [94]. Это обусловлено тем, что, несмотря на широкие поля развития, представительные разрезы практически отсутствуют, а состав вулканогенных образований серии однообразен. В пределах листа фрагменты разреза серии имеются на рч. Лев. Изъявож и в междуречье рч. Тампико и Лев. Изъявож. На остальной территории развиты отдельные скальные выходы и курумы.

В составе пород нижней части разреза преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, трахибазальты, их кластолавы и лавобрекчии, дациты и их туфы, а также туфоконгломераты и туфогравелиты. Верхняя часть разреза, которую можно отчасти сопоставить с верхами лядгейской свитой хр. Оченырда, представлена лавами кислого состава, а также их кластолавами и туфами. Повсеместно среди эффузивных и пирокластических пород кислого состава встречаются ксенотуфы и ксенокластолавы, содержащие обломки андезитового и андезибазальтового состава.

Андезиты, базальты и андезибазальты представляют собой массивные породы зеленовато-серого цвета с бластопорфировой структурой, с микролепидогранобластовой и микролитовой структурой основной массы (70%). Порфировая структура определяется вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (30%) таблитчатой и призматической формы от 0,3 до 4 мм. Плагиоклаз почти нацело альбитизирован и повсеместно замещен мелкозернистым агрегатом хлорита, эпидота, се-

рицита. Основная масса состоит из микролитов альбитизированного плагиоклаза (0,02-0,2 мм), в интерстициях которого располагаются зерна пироксена и продукты девитрификации стекла (хлорит, эпидот, лейкоксен). Текстуры массивные, миндалекаменные, реже сланцеватые. Туфы имеют литокластические, псаммопсефитовые структуры, текстуры массивные, сланцеватые. Состоят из кластического материала (75-80%), представленного обломками пород причудливой формы размером от 0,1 до 5 мм и обломками минералов (преимущественно плагиоклаз – до 75% и пироксен). Цемент (20-25%) представлен хлоритом и биотитоподобными слюдами. Кластолавы и лавобрекчии андезибазальтов представляют собой массивные серые и зеленовато-серые породы, кластическая часть которых (60-70%) представлена обломками лав андезитобазальтового состава, более светлыми, чем цементирующая масса, с бластолитокластической и кристаллометакластической структурой, массивной (иногда миндалекаменной, флюидальной) текстурой. Цементирующая лава (30-40 %) имеет тот же состав и структуру.

Кластическая часть туфоконгломератов (60-70%) представлена обломками окатанной и полуокатанной формы размером до 7 см, состоящими из кислых эффузивов (93-95%), эффузивов андезитового и андезибазальтового состава (5-7%), кремнистых и серицит-хлоритовых сланцев (1-2%). Цемент (40-30%) порового типа, хлоритового состава.

Эффузивы кислого состава местами интенсивно рассланцованы и серицитизированы и представлены альбит-кварц-серицитовыми сланцами. Кластолавы состоят из кластического материала, представленного обломками эффузивов кислого состава неправильной формы размером от 2 до 5 мм и обломками минералов (кварц, полевой шпат) и цементирующей лавы того же состава. Граница между цементирующей лавой и обломками нечеткая вследствие однородности их состава. Единично отмечаются чуждые обломки андезибазальтового состава. Структура пород кристаллолитокластическая, текстура – сланцеватая. Туфы обычно сильно перекристаллизованы, и только в отдельных реликтах видны пепловые частицы до 2,5 мм слабораскристаллизованного стекла, обломки альбита и чешуйки хлорита (до 5%). Осколки раскристаллизованного вулканического стекла имеют рогульчатую и дугообразную форму. Структура пород – кристалловитрокластическая (псаммопсефитовая), текстура – брекчиевидно-такситовая. Характерной особенностью всего разреза верхов бедамельской серии является наличие в породах убогой сульфидной минерализации, представленной пиритом, халькопиритом и сфалеритом.

Породы бедамельской серии несут черты интенсивной дизъюнктивной и пликативной дислоцированности, повсеместно отмечаются зоны дробления, брекчирования. По характеру и интенсивности проявления регионального метаморфизма породы относятся к средней субфации зеленосланцевой фации (характерны такие минералы, как актинолит, хлорит, альбит, серицит, эпидот, кварц, карбонат, лейкоксен).

Как показывает петрохимический анализ имеющихся данных [94], бедамельские вулканы представлены, по крайней мере, двумя ассоциациями: известково-щелочной, непрерывно дифференцированной от андезибазальтов до риолитов, и субщелочной – трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой (Прил. 7, лист. 2, 3). Кроме того, в области кислых составов намечается ветвь низкощелочных риодацитов. Особенно отчетливо выделенные ассоциации обособляются в координатах  $A_c-(Na+K)/Ca$ , где они образуют самостоятельные, соответствующие их специфике петрохимические тренды.

Породы доминирующей известково-щелочной серии характеризуются калиево-натриевым, реже калиевым типом щелочности со слабо выраженной тенденцией уменьшения Na-K отношения по мере увеличения содержания кремнезема (Прил. 7, лист. 2, 3). Лишь в единичных случаях андезибазальты и андезиты являются принадлежностью натриевой серии. Большая вариабильность относительной роли калия, вероятно, связана с различным влиянием на исходные расплавы сиалического корового материала. Свойственная средним составам высокая глиноземистость испытывает дальнейшее повышение, все более резкое по направлению к крайним кислым дифференциатам (рис. Si-al'). Известково-щелочной (боуэновский) тип эволюции рассматриваемой ассоциации иллюстрируется диаграммой  $SiO_2 - K_{\phi}$  (рис. Si-K $\phi$ ). Присущее ей на ранних стадиях незначительное по сравнению с  $SiO_2$  накопление Fe практически прекращается при переходе к риодацитам. Данная тенденция обусловлена взаимодействием двух факторов: дифференциации и контаминации, возможным благодаря отстаиванию магмы в промежуточных очагах [53]. Наличие ассимиляционных явлений подтверждается полным отсутствием накопления щелочей (в частности, K) в пределах андезит-риодацитовых составов (рис. Si-K). Резкое обогащение калием (до 7% и более) наблюдается уже на заключительном этапе – в риолитах. С другой стороны, отражением процесса дифференциации служит поведение титана (рис. Si-Ti). В результате фракционирования его концентрация в расплаве быстро возрастает от андезибазальтов к андезитам, однако далее вследствие смены условий кристаллизации и вхождения Ti в твердую фазу она равным образом понижается.

Главными отличительными особенностями низкощелочных риодацитов являются дефицит суммы щелочей ( $Na_2O+K_2O=5.42-5.68\%$ ) и повышенная магниальность (рис. Si-Mg). Обладая калиево-натриевым типом щелочности, они обнаруживают некоторое увеличение Na-K отношения в связи с насыщением магмы кремнеземом (рис. Si-NaK), в том числе за счет уменьшения содержания  $K_2O$ . Изначально низкая величина коэффициента фракционирования риодацитов (рис. Si-K $\phi$ ) свидетельствует об их генетической самостоятельности. Скорей всего, своим происхождением они обязаны магматической дифференциации. Достигнутая к завершающим стадиям насыщенность известково-щелочной (риодацитовой) магмы летучими компонентами могла способствовать отделению от нее обедненной щелочами и обогащенной магнием расплава и его последующему автономному развитию.

Субщелочная серия, объединяющая немногочисленные образования умеренно-щелочного ряда, в отличие от известково-щелочной дифференцирована дискретно (рис. Si-Na+K). Кроме относительно высокой щелочности преимущественно K-Na типа, общими характерными чертами ее дифференциатов являются повышенная глиноземистость (рис. Si-al') и в меньшей степени железистость (рис. Si-Kф). Наиболее неоднородны по своей щелочной специфике основные члены данной ассоциации, представленные не только калиево-натриевыми, но и калиевыми трахибазальтами (шошонитами?), а также натриевыми субщелочными оливиновыми лейкобазальтами. Присутствие и средних калиевых дифференциатов – трахитов дает основание предполагать наличие еще одной серии – шошонитовой, выделить которую не позволяет недостаток аналитического материала. В пользу такого предположения, в частности, указывает сравнительно низкая титанистость калиевых трахибазальтов ( $TiO_2=0.99\%$ ), говорящая о формировании их магматического источника на примерно одинаковом уровне с известково-щелочным (рис. Si-Ti). Напротив, содержание  $TiO_2$  в других субщелочных базальтах (1.51-1.54%) свидетельствует о более глубоких (мантийных) условиях генерации исходного для них расплава при возросшей в процессе наращивания жесткости континентальной коры. В ходе дальнейшей эволюции оно закономерно падает, особенно резко при смене средних составов кислыми. Одновременно происходящее относительное к глинозему накопление щелочей приводит к тому, что последние приобретают уже щелочной уклон и попадают в поле комендитов (рис Si-Na+K). Их коэффициент агпаитности ( $K_a$ ) достигает 1.02, что делает вероятным появление щелочных темноцветных минералов.

Таким образом, характер вулканизма бедамельской серии не оставляет сомнений в соответствии его геодинамической обстановки зрелым энсиалическим островным дугам. В качестве основных критериев такого сопоставления следует считать: 1) отсутствие признаков толеитового магматизма; 2) резкое преобладание пород известково-щелочной серии, дифференцированной от андезибазальтов до риолитов, со средним петрохимическим типом, отвечающим дациту ( $SiO_2=65.68\%$ ); 3) присутствие дифференцированных образований калиево-натриевой субщелочной и, по-видимому, шошонитовой ассоциации [3].

Дешифрируемость отложений бедамельской серии плохая. На АФС хорошо дешифрируются светло-серым фототоном и тонкозернистым фоторисунком только породы маркирующего горизонта кластолав и лавобрекчий андезито-базальтового состава, который выражен в рельефе в виде цепочки останцов и гряд.

В гравитационном и магнитном полях отложения серии благодаря избыточной плотности и повышенной магнитной восприимчивости относительно вмещающих пород выражаются локальными положительными аномалиями силы тяжести и контрастными положительными аномалиями магнитного поля на хр. Енганэпэ. В то же время в пределах Манитанырдского антиклинория по-

роды серии в магнитном поле картируются весьма неотчетливо, что можно объяснить более высокой степенью регионального и дислокационного метаморфизма пород.

Позднерифейский возраст низов разреза бедамельской серии обосновывается залеганием на манюкуяхинской свите позднего рифея, сборами микрофоссилий, а также богатым комплексом нитчатых водорослей, характерным для укской свиты Южного Урала, из разреза рч. Столбовой (лист Q-41-VI) [95]. Верхняя часть серии имеет поздневендский возраст, что обосновывается полученными нами данными определения абсолютного возраста риолитов экструзивно-субвулканической фации по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [60] в интервале 555-547 млн. лет (основание верхнего венда). Таким образом, полученные новые данные расширяют возрастной диапазон формирования бедамельской серии. А также позволяют на основе аналогий датировать аналогичным образом и верхний возрастной предел лядгейской свиты в Оченырском районе.

Контакт с вышезалегающими отложениями энганэпейской свиты согласный, иногда с местными размывами. Верхняя граница бедамельской серии проводится нами по кровле пачки туфов и кластолав риолитов. Предшественниками [94] она проводилась в подошве данной пачки. Суммарная мощность бедамельской свиты в районе – более 2500 м.

**Энганэпэйская свита** ( $V_2$ - $E_{1en}$ ). Впервые выделена в 1942 г. К.Г. Войновским-Кригером на хр. Энганэпэ, от которого и получила свое название. Отложения свиты рассматривались автором в качестве образований завершающей стадии доордовикского этапа развития севера Урала и помещались в верхнюю часть разреза доуралид. Однако в последующем на основании изучения взаимоотношений описанной выше манюкуяхинской свиты (образования которой ошибочно включались в энганэпэйскую свиту) и бедамельской серии на р. Манюкуяха В.Н. Гессе [88] энганэпэйская свита была помещена в нижнюю часть разреза, стратиграфически ниже бедамельской серии. Такое понимание строения разреза района надолго закрепилось как в литературе, так и при проведении геологосъемочных работ [10], [82], [96]. В дальнейшем при ГДП-50 Б.Я. Дембовским [94] доказано более высокое стратиграфическое положение собственно энганэпэйской свиты относительно бедамельской серии.

Отложения свиты развиты в пределах массивов Энганэпэ и Манитанырд, где они слагают крылья Изъявожской антиклинали и ядра Шервожской, Диоритовой и Косвожской синклиналей. Отложения свиты представлены в двух фациях: мелководно-морской (Энганэпэ) и прибрежно-морской (Манитанырд).

Стратотипический разрез свиты находится на рч. Пр. Изъявож, в котором энганэпэйская свита представлена мелководно-морскими фациями - ритмичнопереслаивающейся флишевой толщей, сложенной преимущественно серыми и темно-серыми алевритистыми аргиллитами и черными аргиллитами, слабо углеродистыми, реже песчаниками алевритистыми, мелкозернистыми. Ритмич-

ность двухчленная, когда в ритмах участвует серый алевритистый аргиллит и черный аргиллит, или трехчленная, где присутствует также песчаник. Характер ритмичности трансгрессивный. Границы ритмов и внутри них очень отчетливые, резкие. Мощность ритмов и слоев литологических разностей внутри ритмов составляет соответственно первые десятки сантиметров - до метра, и от долей сантиметров до первых сантиметров. О мелководности бассейна, в котором формировались эти породы, свидетельствуют знаки ряби волнения на поверхности напластования песчано-глинистых сланцев. Тонкий терригенный материал, хорошая сортировка и четко выраженная слоистость пород указывают на отдаленность источника сноса.

Аргиллиты состоят из глинистого тонкодисперсного вещества, пронизанного бурым органическим пигментом, и незначительной примеси алевритовых частиц кварца. Глинистое вещество представлено агрегатом микрочешуек бесцветной гидрослюды и каолинита, микрочешуек хлорита и углистого вещества. Структура пород – пелитовая, бластопелитовая (с элементами алевритовой), текстура – сланцеватая, слоистая. Количество углистого вещества меняется от 3 до 10%, обуславливая специфическую микрокомковатую текстуру и темно-серую (до черной) окраску. Алевритистые аргиллиты отличаются наличием алевритистого материала (до 5 %), представленного кварцем, альбитом и лейкоксеном и равномерно распределенного по всему объему. Песчанистые разности представлены в основном в виде тонких прослоев (2-15 см) полимиктовых и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников, иногда с примесью туфогенного материала. Под микроскопом песчаники состоят из кластического материала (70-85%) и цемента (15-30%). Кластический материал представлен обломками минералов (кварц – 35%, полевые шпаты – 35%, единичные зерна мусковита, турмалина, циркона, лейкоксена, пирита, гематита, ильменита, апатита, эпидота) и горных пород (эффузивы основного-среднего состава – 20%, хлорит-слюдистые сланцы – 15%, кислые эффузивы – 5%). Окатанность и сортировка средняя. Цемент порового типа, представлен микрочешуйчатым агрегатом хлорит-серицита, иногда с незначительной примесью карбонатного вещества. В верхней части свиты появляются редкие прослои и линзы глинистых известняков с остатками микроорганики. Характерной особенностью является наличие в низах разреза прослоев туфопесчаников и туфосланцев (с линзами туфогравелитов и туфоконгломератов). Практически весь разрез свиты «заражен» тонкой рассеянной вкрапленностью пирита.

Прибрежно-морские фации энганэпейской свиты на массиве Манитанырд представлены грубым переслаиванием серых и темно-серых средне-крупнозернистых песчаников, туфопесчаников, туфоконгломератов (грубый песчанистый флиш или моласса). Количество тонких глинистых разностей, представленных стальными и темно-серыми алевритистыми глинистыми сланцами, в разрезе незначительно. В строении толщи выделяются двучленные ритмы мощностью от первых сантиметров до десятков метров, которые крайне не выдержаны по мощности и простираюнию. Слоистость пород волнистая, иногда косая. Сортировка и окатанность материала плохая.

На аэрофотоснимках энганэпэйская свита, особенно поле мелководно-морских фаций на хр. Энганэпэ, хорошо дешифрируется по светло-серому фототону и полосчатому фоторисунку, обусловленному ритмичностью пород.

Глинистые сланцы и аргиллиты весьма однородны по своему химическому составу и являются нормально-железистыми, нормально-щелочными и нормально титанистыми; также весьма близки и значения их петрохимических модулей.

В геофизических полях ввиду немагнитности и пониженной, (на фоне бедамельской серии), плотности энганэпэйской свиты отвечают отрицательные аномалии магнитного поля и градиентные области гравитационного поля масштаба 1:200 000.

Возраст убедительно обосновывается сборами микрофитоцитов венда, отобранными из разреза р. Пр. Изъявож (определения Л.Н. Ильченко): *Bavlinella faveolata* Schep., *Leiosphaeridia pelucida* Schep., *L. minor* Schep., *L. bicrura* Jank., *L. minutissima* (Naum.), Schep., *Oscilatoriopsis wernadskii* Schep., *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *A. pseudus* Schep., *Nucellosphaeridium* sp., *Spumiosa rubiginosum* (Andr.), *Arctacellularia doliiformis* Tim., *Politrichoides lineatus* Herm., *Eomicetopsis tipicus* (Herm.), *Tortunema sibirica* Herm., *Protospermopsimorpha annulata* Ilt. [Дембовский, 1989ф]. При этом нижний возрастной предел свиты скорректирован нами до позднего венда на основании приведенных выше при характеристике бедамельской серии данных абсолютного датирования лядгейских риолитов ее верхней части. Верхний возрастной предел формирования флишевой формации энганэпэйской свиты условно принят как ранний кембрий, что не противоречит полученному фактическому материалу.

Контакты с подстилающими отложениями бедамельской серии согласные (р. Шер-Вож, скв. Е-6). Перекрывающие отложения манитанырдской серии налегают на породы энганэпэйской свиты с отчетливо выраженным размывом, угловым и азимутальным несогласием (рч. Пр. Изъявож). Мощность свиты 1200 – 1500 м.

### **Харбейско-Марункеуская структурно-формационная зона.**

Представлена образованиями Хараматолоуской подзоны, развитыми в пределах одноименного тектонического блока в юго-восточной части листа и отделенными от образований Войкарской СФЗ Главным Уральским надвигом, а от образований Сакмаро-Лемвинской СФЗ Хараматолоуским разломом. Они представлены метаморфизованной осадочно-вулканогенной ассоциацией, которая впервые была выделена К.Г. Войновским-Кригером [84] в ранге хараматолоуской серии. Впоследствии IV УрМСС [1993], объем серии был изменен в связи с выделением ее верхней части в качестве ивтысьшорской свиты, а сама хараматолоуская серия расчленена на две свиты (снизу вверх): изьякырьюскую и степрузьскую. При проведении ГДП-200 нами не было выявлено четких картировочных признаков разделения двух последних свит в плане, в связи с чем, на карте хараматолоуская серия показана нерасчлененной.



**Средний рифей. Хараматолоуская серия (RF<sub>2</sub>hr).** Сложена метаморфизованными образованиями черносланцево-яшмово-спилит-диабазовой формации и слагает центральную часть Хараматолоуского блока. Представительные разрезы имеются в каньонах р. Изъякырью и ее притоков, а также по р. Бол. Хараматолоу. Основные разности пород серии представлены эпидот-альбитовыми и гранат-эпидот-альбитовыми амфиболитами, зелеными сланцами эпидот-альбит-хлорит-актинолитового состава, графитоидно-кварцевыми сланцами, слюдистыми сланцами, кварцитосланцами, кварцитами. При этом верхняя часть разреза сложена преимущественно метаосадочной толщей, в которой встречаются пластовые тела метабазитов. Для нее характерно ритмичное переслаивание кварц-углеродисто-графитоидных сланцев, кварцитов и графит-кварцевых сланцев. Мощность ритмов составляет 1-1,5 м. Здесь же широко развиты маркирующие горизонты магнетитовых гондитов и железистых кварцитов, мощность прослоев и линз которых обычно колеблется от двадцати сантиметров до пяти метров. Вниз по разрезу наблюдается тенденция постепенного вытеснения метаосадков метабазитами вплоть до полного исчезновения парапород, что, в общем-то, и послужило основанием для выделения степрузьской и изьякырьюской свит. Однако это разделение в плане оказалось весьма условным.

Отложения свиты интенсивно смяты в узкие линейные складки преимущественно северо-западной ориентировки с крутыми, субвертикальными осевыми поверхностями и шарнирами, полого (5-30°) погружающимися в северо-западном направлении. Складки тектонически фрагментированы многочисленными соскладчатыми разрывами.

Породы хараматолоуской серии в основном метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, но встречаются участки и зеленосланцевого метаморфизма, которые можно рассматривать как проявление диафтореза. В связи с внедрением силлов плагиогранитов кыквомшорского комплекса в образованиях серии широко проявлены процессы гранитизации.

Амфиболиты – наиболее распространенные и типичные породы в нижней части разреза серии. Они обычно образуют довольно однородные пачки большой мощности. Мощность их уменьшается до десятков метров в случае переслаивания с графитоидно-кварцевыми и слюдистыми сланцами. Это темно-зеленые, зелено-серые плотные массивные, либо полосчатые (с гнейсовой текстурой) мелкозернистые породы. Изредка встречается миндалекаменная текстура, тяготеющая к контактам амфиболитов со сланцами. Минеральный состав характеризуется тремя обязательными компонентами – роговой обманкой (сине-зеленой, реже зеленой, переходной к актинолиту), эпидотом и альбитом, альбит-олигоклазом, присутствующими в породе в переменных количествах при общем небольшом преобладании роговой обманки либо альбита (30-60%) и подчиненном – эпидота (10-30%), что позволяет выделять меланократовые и лейкократовые разности. Помимо них, в породе часто встречаются хлорит (до 10%) и гранат (до 5%), гораздо реже карбонат (до 5%), клиноцоизит (до 5%). В зоне контакта со слюдистыми сланцами и метаплагиогранитами в амфи-

болитах развивается биотит и мусковит, а также кварц. Весьма редки мелкие зерна апатита и турмалина. Рудные минералы (до 2%) представлены сфеном, лейкоксеном, пиритом, халькопиритом, реже магнетитом. Структура гранобластовая, нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая, местами мелкоочково-порфиробластическая за счет пойкилобласт альбита и граната.

Зеленые сланцы имеют эпидот-хлорит-альбит-актинолитовый состав и отличаются отсутствием роговой обманки и граната. Структура преимущественно лепидонематогранобластовая.

Кварц-углеродисто-графитоидные и графит-кварцевые сланцы – это темно-серые до черных тонкосланцеватые тонкозернистые породы. Графитоидное вещество (3-12%) черное блестящее, от криптозернистых до чешуйчатых разновидностей, сгруппировано в микрослойки мощностью до 1мм, интенсивно перемятые и кливажированные. Кварц (70-90%) тонкозернистый гранобластовый является главным минералом сланцев. Часто присутствует несдвойникованный чистый альбит, а также биотит и мусковит, изредка - гранат, хлорит, амфибол, карбонат, эпидот. В геохимическом плане эти породы характеризуются пониженными на порядок, по сравнению с кларковыми, содержаниями всех элементов, за исключением серебра, бериллия и олова, чьи содержания равны или превышают кларковые для данного типа пород.

Главными минералами гондитов являются кварц и тонкозернистый идиобластовый гранат (спессартин). Ассоциация этих минералов обычно составляет 60 – 95% объема породы. Иногда в гондитах встречается магнетит, присутствующий в виде рассеянной (1 – 5%) минерализации.

Возраст хараматолоуской серии условно принимается среднерифейским по ее нижележащему положению по отношению к ивтысьшорской свите, охарактеризованной фаунистически. Такая позиция косвенно подтверждается также и тем, что по многочисленным исследованиям на Урале и в современных островных дугах бимодальная базальт-плагиоориолитовая формация (представленная в ивтысьшорской свите) подстилается недифференцированной базальтовой формацией (в нашем случае черносланцево-яшмово-спилит-диабазовой) [108]. О допалеозойском возрасте пород, слагающих Хараматолоуский блок, косвенно свидетельствует развитая здесь поперечная Уралу складчатость северо-западного направления, в отличие от северо-восточных направлений, характерных для палеозойских образований как Войкарской, так и Сакмаро-Лемвинской СФЗ.

Абсолютный возраст цирконов из плагиогранитов кывомшорского комплекса, прорывающих образования хараматолоуской серии, составляет  $521 \pm 2$  млн. лет (определение Ю.Л. Ронкина U-Pb методом по единичным цирконам), также указывает по крайней мере на заведомо докембрийский возраст самой хараматолоуской серии.

В то же время необходимо отметить что, на смежном к востоку листе Q-41-XII при проведении ГДП-200 [39] в образованиях относимых ранее к хараматолоуской серии были обнаружены единичные конодонты родов *Palmatolepis* и *Polygnathus*, что дало основание авторам выделить их в качестве устьворгашорской толщи позднедевонского возраста, а также высказать предположе-

ние о палеозойском возрасте всех метаморфизованных образований Хараматолоуского блока. Однако нам, несмотря на массовое опробование на конодонты всех карбонатсодержащих пород района (77 проб), повторить эти находки нам не удалось.

По магнитной восприимчивости породы хараматолоуской серии слабо дифференцированы и практически немагнитны (за исключением гондитов:  $X=10360 \times 10^{-6}$  СИ). Поэтому магнитное поле над ними спокойное, малоамплитудное (до 100 нТл). В восточной и юго-восточной части отмечается увеличение степени дифференцированности поля и амплитуды отдельных линейно-вытянутых аномальных зон до 200 – 400 нТл, что связано с присутствием линз и пропластков гондитов.

Направление изолиний поля силы тяжести - согласное с простираем пород толщи. Напряженность поля увеличивается с 5 мГл на юго-востоке до 12 мГл на северо-западе.

Подстилающие отложения свиты образования в районе неизвестны. Выше по разрезу хараматолоуская серия наращивается ивтысьшорской свитой, контакты с которой преимущественно тектонизированы. Мощность серии оценивается в 2200-2500 м.

**Верхний рифей. Ивтысьшорская свита** (RF<sub>3iv</sub>). Впервые выделена как толща в составе хараматолоуской серии П.М. Кучериной [108]. Распространена в западной и северной части Хараматолоуского блока (верховья р. Бол. Хараматолоу, руч Ивтысьшор, Аркаматолоу). Слагают свиту метаморфизованные вулканиты бимодальной базальт-плагиориолитовой формации, переслаивающиеся с туфами, туфогенно-осадочными сланцами и графитоидно-кварцевыми сланцами, переходящими в кварцитосланцы и графитоидные кварциты. Весьма редко в составе свиты присутствуют маломощные прослои и линзы мраморизованных известняков, хотя отличительной, диагностической чертой отложений ивтысьшорской свиты (помимо бимодального состава ее вулканитов) является широкое развитие в их составе карбоната в виде тонких (1-30 мм) прослоек и вкрапленности в сланцах, и в прожилково-вкрапленной форме в метабазах. Карбонат этот ясно различим невооруженным глазом, в отличие от хараматолоуской свиты, где он экзотичен и диагностируется обычно только под микроскопом.

Для ивтысьшорской свиты характерен метаморфизм зеленосланцевой ступени и лишь на отдельных участках, например, в полосе, примыкающей с востока к линии ГУН, присутствуют минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой ступени.

Петрографические особенности основных литотипов ивтысьшорской свиты нижеследующие. Сланцы туфогенно-осадочные известковистые, хлорит-карбонат-эпидот-альбитового состава – это тонкоплитчатые, тонкозернистые породы зеленовато-серой, серовато-зеленой, желтовато-серо-зеленой окраски полосчатой до тонкополосчатой текстуры (созданной чередованием прослоек, обогащенных поочередно темноцветными и светлоокрашенными минералами). Сланцы часто содержат карбонатные, практически мономинеральные, прослойки желтовато-серого цвета, мощностью 1-30 мм, содержание которых в породе достигает 15-20%, составляя обычно 5-10%. Наряду с

этим, карбонат присутствует и в основной массе породы. Помимо породообразующих минералов, содержащихся в примерно равном соотношении при небольшом преобладании альбита, в породе часто присутствует актинолит, клиноцоизит, мусковит, кварц, содержание каждого из этих минералов обычно не превышает 5-10%. Гораздо реже попадаются биотит и стильпномелан, апатит. Рудные представлены лейкоксеном и сфеном, реже присутствуют пирит, пирротин. Содержание их не превышает 1-3%, эти минералы обычно рассеяны в массе породы, изредка концентрируясь в микропрослойки. Структура породы лепидогранобластовая, в тонкополосчатых (1-2мм) прослоях местами диагностируется реликтовая бластоалевритовая.

Метадолериты и metabазальты – плотные массивные, либо метаморфически полосчатые грубоплитчатые тонкозернистые породы зеленой и серо-зеленой окраски лепидонематогранобластовой структуры. Состоят из актинолита (25-45%), хлорита (5-15%), эпидота (10-30%), альбита (30-60%) с рассеянной примесью сфена, лейкоксена, пирита (1-3%), часто присутствует карбонат (1-10%), встречаются цоизит, клиноцоизит, стильпномелан, редко гранат.

Метаплагиориолиты – светло-серые до белых, зеленовато-, розовато-, желтовато-серые крепкие, массивные, реже флюидално-полосчатые или рассланцованные тонкозернистые породы гранобластовой, лепидогранобластовой структуры, местами с реликтовой порфириковой и порфиробластовой. Необластовая матрица, составляющая 95-100% массы породы, представляет собой микрозернистый (0.01-0.05мм) агрегат альбита (40-60%) и кварца (35-50%), с микропрослойками, обогащенными зернами эпидота (5-15%), серицита или мусковита (1-5%) и хлорита (1-3%). Изредка появляются биотит (1-5%), актинолит (1-3%) и гранат (1-5%), образующий мелкие (1-2мм) порфиробласты. Рудные минералы представлены мелкими зернами пирита (1-10%), сфена и лейкоксена (менее 1%), гораздо реже встречаются сфалерит и халькопирит.

Линзы и прослои известняков незначительной мощности (до 0,5 м) локализованы в туфогенно-осадочных известковистых сланцах, либо в графитоидно-кварцевых сланцах. Это породы серого, темно-серого цвета различной степени перекристаллизации, обычно содержат альбит, хлорит и графитоидное вещество.

По данным [108] в мраморизованных известняках в районе г. Нангытьеган и карбонатных графитоидных сланцах на руч. Еджыдшор Л.Н. Ильченко определены микрофоссилии *Eomycetopsis tipicus* Herm., *Tortunema sibirica* Herm., *Leiosphaerida minutissima* (Naum.) Jank. и др., характерные для верхнего рифея, что определяет принятый возраст ивтысьшорской свиты.

Всю площадь развития ивтысьшорской свиты занимает региональная магнитная аномалия северо-западного простирания, интенсивность которой плавно увеличивается от нулевых значений на юго-востоке до 600÷700 нТл на северо-западе. Локальные осложнения магнитного поля в бассейнах р. Аркаматалоу (амплитуды отдельных пиков 500 – 1200 нТл) и правого притока р. Бол.

Хараматалоу – руч. Пайтышор (1000÷1500нТл) в плане совпадают с площадями развития четвертичных ледниковых отложений, насыщенных обломками серпентинизированных гипербазитов.

В гравитационном поле центральную часть площади (от правобережья руч. Тышор до водораздела рч. Ивтысьшор – р. Бол. Хараматолоу) занимает минимум силы тяжести, связанный с полями преимущественного развития метавулканитов кислого состава. Западнее (в бассейне р. Аркаматалоу), на площади преимущественного распространения метавулканитов основного состава, наблюдается положительное поле силы тяжести со сложным строением.

Контакты свиты с подстилающими образованиями хараматолоуской серии, как правило, тектонизированы, нередко по ним внедрены силлы метагаббродолеритов кыквомшорского комплекса. Мощность свиты составляет свыше 1000 м.

### **Палеозойская эратема**

Стратифицированные палеозойские отложения на территории листа принадлежат к палеоконтинентальному сектору уралид и относятся к двум структурно-формационным зонам: Бельско-Елецкой и Сакмаро-Лемвинской. Первая отвечает мелкому шельфу, вторая - глубокому шельфу, континентальному склону и подножию пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Граница между ними не оставалась постоянной в течение палеозоя и мигрировала в юго-восточном направлении (наиболее значимо - на рубежах раннего - среднего ордовика и позднего ордовика – силура). Поэтому для силурийско-девонских отложений Западнолемвинской подзоны подстилающими являются мелководные терригенно-карбонатные ордовикские образования Бельско-Елецкой СФЗ. И в свою очередь, из-за последовательной проградации края мелкого шельфа в юго-восточном направлении начиная с силура на территории листа наблюдается налегание рифовых комплексов позднего силура и раннего девона на отложения нижнехаротской подсвиты Сакмаро-Лемвинской СФЗ. Общая амплитуда миграции края мелкого шельфа в течении силура - среднего девона оценивается в 10-15 км [59].

### **Бельско-Елецкая структурно-формационная зона**

Занимает примерно две трети северной половины листа Q-41-XI. Характеризуется развитием мелководных шельфовых карбонатных и терригенных отложений. По фациальным типам осадков подразделяется на две подзоны: Михайловско-Вайгачскую и Иргизлинско-Карскую. Первая отвечает собственно мелкому шельфу (карбонатной платформе), вторая - его внешнему краю. Дифференциация характера осадконакопления между ними становится существенной в конце позднего ордовика. Описание стратиграфии по подзонам дается поэтому с конца позднего ордовика. В позднем кембрии - позднем ордовике для них выделяется общие картируемые литокомплексы - манитаньрдская серия и хантейская свита.

В магнитном и гравитационном полях м-ба 1:200 000 терригенно-известняковый литокомплекс ( $\text{Є}_3\text{-O}_2$ ) Бельско-Елецкой СФЗ ввиду немагнитности и относительно низкой плотности сла-

гающих его образований не расчленяется. Локальными максимумами гравитационного поля за счет высокой плотности доломитов ( $2,84 \text{ г/см}^3$ ) выделяется доломитовый литокомплекс  $O_3-D_1$ , развитый по всему обрамлению хр. Енганэпэ. Смещение локальных гравитационных максимумов в область развития надвинутых с востока низкоплотных отложений лемвинского комплекса фиксирует положение восточной границы края карбонатной платформы в поднадвиговой зоне. На картах сопротивлений по результатам площадных СЭП на фоне низкоомных отложений юнъягинской серии перми (200 – 1500 Ом) уверенно картируются выходы высокоомных (до 6000 Ом) известняков карбона на крыльях и в ядрах Денисшорской, Хановеймусюрской и Дмитрийшорской антиклиналей. Кроме того, на картах сопротивлений локальными аномалиями проводимости в западном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали картируются отложения шервожской и вучвожской свит, являющиеся относительно проводящими за счет наличия в их составе прослоев известково-углисто-глинистых сланцев.

### **Верхний кембрий - нижний ордовик.**

*Манитанырдская серия* ( $E_3-O_{1m}$ ) представлена мощной терригенной толщей, залегающей в основании разреза елецкого комплекса с угловым несогласием на рифейско-вендских отложениях или на кембрийской коре выветривания. В пределах территории листа распространен характерный для зоны Собского поперечного поднятия терригенный тип разреза манитанырдской серии, который ранее традиционно выделялся здесь в качестве манитанырдской свиты [84], [96], [10ф]. Северо-восточнее листа в зоне Усинского поперечного опускания в пределах Бадьяшорского палеорифта развит вулканогенно-терригенный тип разреза. В составе серии здесь выделяются [137] хойдышорская (вулканогенно-терригенная), усинская (красноцветная терригенная) и малопайпудынская (сероцветная терригенная) свиты.

На площади листа манитанырдская серия обнажается на крыльях и периклинали антиклиналей Енганэ-пэ и Манитанырд, а также в эрозионно-тектонических окнах среди Западнолемвинского пакета покровов в среднем течении р. Харота и руч. Петъвисшор. В составе серии обычно выделяются две части: нижняя - преимущественно красноцветная и верхняя - зеленоцветно-сероцветная. Обнажены эти отложения, за исключением верхов разреза, относительно хорошо. В качестве стратотипа рассматривается разрез р. Ния-ю на западном склоне хр. Манитанырд, более полный разрез, который может рассматриваться в качестве гипостратотипа описан на восточном склоне хр. Енганэпэ по руч. Смерти [94].

Основная часть разреза красноцветной части сложена ритмично построенными толщами преимущественно кварцевых и олигомиктовых песчаников, кварцитогалечных гравелитов и конгломератов, окрашенных в лиловые и сиреневые тона. Характер ритмичности многопорядковый. В основании ритмов преобладают конгломерато-гравелитовые разности, в верхах - песчано-алевролитовые. Преобладающая в целом красноцветная окраска, наличие косої слоистости раз-

личных типов, резкая изменчивость по простиранию свидетельствуют о преимущественно субконтинентальных условиях формирования отложений.

На красноцветах залегает мало отличающаяся по составу терригенная толща, окрашенная в серо-зеленоцветные тона, содержащая нередко органические остатки (брахиоподы, мшанки, криноидеи) в алевролитовых прослоях среди песчаников. В разрезе р. Няю в ней определены брахиоподы *Angarella lopatini* Assat., *A. laevis* Kol., *A. plana* Kolos., а на р. Харота, кроме того, *Lycophoria* sp., *Ingria* sp., криноидеи *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt., конодонты *Acodus* aff. *deltatus* Pand., *A.* aff. *oneotonensis* Furnisch, *Distacodus* aff. *stola* Lind. и др. аренигского возраста [94]. Переход между толщами либо четкий и резкий, либо через пачку переслаивания тех и других разностей. Появление морской фауны, знаки ряби свидетельствуют о мелководно-морских условиях осадкообразования верхней толщи, которая уверенно коррелируется с малопапудынской свитой. Однако обнаженность этой части разреза на листе недостаточна для достоверного картирование малопапудынской свиты, как самостоятельного подразделения.

Конгломераты слагают базальные и внутриформационные горизонты, образуя как мощные протяженные тела, так и линзовидные. Наблюдается резкая изменчивость по простиранию и разрезу их состава, размера, окатанности и сгруженности обломочного материала. В базальных полимиктовых конгломератах обломочный материал представлен [94] кварцем, эффузивами основного, кислого и среднего состава, кремнисто-глинистыми сланцами, микрокварцитами. Гальки размером от 2-3 до 5-7 см, кварцевые – хорошо окатаны, округлой формы, эффузивов – угловато окатаны, остальные – раздавлены, уплощены и ориентированы согласно напластованию пород. Цемент представлен полимиктовым песчаником, реже глинистый.

Кварцевые конгломераты массивные или слоистые встречаются как в базальных горизонтах, так и в основании отдельных ритмов внутри серии практически во всех частях ее разреза. Обломочный материал представлен в основном молочно-белым кварцем, редко встречаются единичные обломки кварцитов, кварцевых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев и кремней. Цементом служат различно-зернистые песчаники от кварцевых до полимиктовых.

Песчаники составляют ~ 80% объема серии. Представлены всеми гранулометрическими разностями: от алевролитовых до крупнозернистых и гравийных. По минералого-петрографическому составу выделяются песчаники кварцевые (90-100% обломков кварца), олигомиктовые (75-90%), мезомиктовые (50-75% обломков кварца), полимиктовые (менее 50%), кварц-полевошпатовые и туфогенные. Структура бластосаммитовая и бластоалевропсаммитовая; текстура от массивной до слоистой и сланцеватой. Слоистая текстура обусловлена либо чередованием слойков разного гранулометрического состава, либо наличием слойков, обогащенных серицитом, рудными или акцессорными минералами. В песчаниках, вскрытых скв 41 в пределах Харотского эрозионно-тектонического окна, среди аксессуариев в отдельных слоях отмечается значительное количество

хромита. Валовое содержание  $Cr_2O_3$  в отдельных интервалах разреза по результатам химического анализа достигает 1,7-4,2%. Сортировка обломочного материала самая различная, но преобладает плохая или средняя. Окатанность средняя или плохая, очень редко хорошая. Цемент в основном поровый, реже регенерационный, пленочный, базально-поровый, по составу кварцевый, кварц-серицитовый, хлорит-серицит-кварцевый, гематит-серицит-кварцевый и др.

Алевролиты занимают также значительную часть объема серии. Сюда относятся породы с размером обломков 0,01-0,1 мм. Состав преимущественно кварцевый (80-100%), плагиоклаз присутствует в количестве от редких зерен до 20%. Цемент базальный, реже поровый серицит-кварцевого состава с примесью хлорита или гематита. Структура алевролитов бластоалевритовая или микролепидогранобластовая, текстура сланцеватая, слоистая, реже массивная.

Сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые встречаются практически во всем интервале разреза серии в переслаивании с песчаниками и алевролитами. Образуют слои мощностью от нескольких миллиметров до 0,3-0,5 м. Породы серого, зеленовато-серого цвета, тонкослоистые и рассланцованные. Под микроскопом имеют микролепидобластовую структуру и слоистую, сланцеватую или пятнистую текстуру. Представляют собой агрегат чешуеч хлорита, серицита и зерен кварца.

Окраска пород красноцветной толщи обусловлена пигментирующей пылеватой гематитовой примесью в цементе, зеленоцветно-сероцветной толщи – присутствием хлорита или серицита, а также углистой примеси. Основные различия между красноцветными и зеленоцветными породами сводятся (помимо пигментирующих элементов) к присутствию карбоната в цементе зеленоцветов, содержанию в них апатита, пирита, сульфидов, фосфатов и лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала.

На западном крыле брахиатиклинали Енганэпэ в разрезе серии в 2 м от подошвы присутствует пласт миндалекаменных базальтов мощностью около 1 м. На южной периклинали в нижней части манитанырдской серии в 22 м от подошвы в скв. 21 вскрыты 5 базальтовых потоков мощностью от 2,5 до 5 м, переслаивающихся с кварцевыми песчаниками. Общая мощность вулканогенно-терригенной пачки составляет здесь около 50 м. В нижней части базальты миндалекаменные лилово-красного цвета, в верхах серо-зеленые, массивные мелкокристаллические.

На АФС повсеместно хорошо следится подошва манитанырдской серии [94].

Залегают манитанырдская серия с отчетливым угловым несласием на размытой поверхности как бедамельской, так и енганэпэйской свит. В основании красноцветов развита прерывистая пачка базальных конгломератов, гравелитов и песчаников полимиктового состава. Нижний контакт ее с енганэпэйской свитой наиболее четко наблюдается в разрезе руч. Изъя-вож на западном склоне хр. Енганэ-пэ. Здесь азимут падения базальных конгломератов  $330^\circ$ , угол падения  $35^\circ$ , а подстилающих сланцев -  $130^\circ$  и  $70^\circ$  соответственно. В скв. 21, на южной периклинали Енганэпэ под ба-



зальными конгломератами манитанырдской серии вскрыта метаморфизованная кора выветривания по алевропелитам манюкуяхинской свиты позднего рифея.

Начало формирования манитанырдской серии на основании палеомагнитных данных [12], с большой долей уверенности можно отнести к позднему кембрию. Однако, вероятнее всего, что с этого времени оно началось в зонах поперечных опусканий Полярного Урала, где манитанырдская серия имеет максимальную мощность. На поперечных поднятиях осадконакопление вероятно отсутствовало до раннего ордовика [13]. Завершение континентального красноцветного осадконакопления и, соответственно, смена субконтинентальных условий на морские, датируется по появлению ангарелл аренигом. Верхняя граница манитанырдской серии с хантейской и качамыльской свитами проводится по подошве “ребристых” песчанистых известняков с конодонтами позднего аренига-лланвина. Таким образом, возраст манитанырдской серии в пределах листа определяется в интервале позднего кембрия – позднего аренига.

Мощность манитанырдской серии сильно колеблется: от 150 м на западном склоне хр. Енганэпэ (руч. Изъявож) до 1500 м на восточном (руч. Смерти). На западном склоне хр. Манитанырд вновь уменьшается до 500 м. и далее возрастает по южной периклинали в восточном направлении до 800 м. В Харотском эрозио-тектоническом окне по данным бурения скважины  $\gamma$ -1 превышает 450 м. Такая значительная изменчивость мощностей свидетельствует о накоплении отложений серии в отложениях сильно расчлененного горст-грабенного рельефа. На основании этого, с учетом присутствия в ее разрезе рифтогенных высокотитанистых базальтоидов Б.Я Дембовским [94] сделан вывод о ее рифтогенной природе. Мощность зеленоцветно-сероцветной части на южной периклинали Енганэпэ не превышает 50 м, на увалах Качамыльк более 150 м.

#### **Ордовикская система. Средний и верхний отделы.**

**Хантейская свита** ( $O_{2-3ht}$ ). Отложения свиты обрамляют Енганэпэйскую брахиантиклиналь. Свита объединяет карбонатные и терригенно-карбонатные осадки среднего-позднего ордовика, которые прежде выделялись здесь в качамыльскую [84], хантейскую [88], шугорскую [96], [10] свиты, или расчленялись на лланвирнский, лландейловский, карадокский, ашгиллский ярусы [94]. Стратотип автором не указан, поэтому нами предлагается в качестве лектостратотипа достаточно полный и хорошо изученный разрез по р. Лёк-Елец. Верхи разреза наиболее полно обнажены на руч. Изъя-вож.

Песчанистые известняки в основании свиты на р. Лек-Елец имеют характерную ребристую поверхность выветривания и содержат позднеаренигский комплекс конодонтов: *Acontiodus* aff. *rectus* Lindstrom, *Distacodus rombicus* Lindstrom, *Oistodus abundans* Brans. et Mehl, *Paltodus* (?) *bascleri* Furnish [94]. Вышележащие отложения представлены известняками (около 50 м) темно-серыми разнослоистыми с прослоями темно-серых мелкозернистых доломитов. Содержат фауну

брахиопод каракольмихайловского горизонта: *Xenelasmella* aff. *jacutensis* Ros., *Rostricellula* aff. *parva* Ros., *Pliomera* aff. *fischeri* (Eichw.), *Dalmanella* sp. и др. [94].

Лландейловский ярус (43 м) сложен переслаивающимися доломитами темно-серыми мелкозернистыми и известняками мелко- и крупнодетритовыми, крупнозернистыми и органогенно-обломочными с фауной криноидей, брахиопод и конодонтов: *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk., *Apertocrinus* *apertus* Yelt., *Trigonocyclicus* ex gr. *vajgatschensis* Yelt. et Stuk., *Pentagonopentagonalis* cf. *antiquus* (Eichw.), *Sowerbyella* *cava* V. Bon., *Scolopodus* *varicostatus* Sweet et Berg., *Pygodus* aff. *anserinus* Lam. et Lind. [94].

Карадокский ярус (около 250 м) представлен темно-серыми и черными афанитовыми и мелкозернистыми известняками с ребристо-ячеистой поверхностью выветривания. В верхах разреза – маркирующий горизонт (12 м) черных доломитов с желваками черного кремня. Охарактеризованы конодонтами карадокского возраста: *Periodon* aff. *grandis* (Ethin.), *P.* cf. *pettschorensis* Nas., *Prioniodina* ex gr. *macrodentata* (Grav. et Ell.).

Ашгиллский ярус (около 50 м) на юго-западном склоне (руч. Изъявож) представлен пачкой черных мелко- и крупнозернистых ритмично слоистых доломитов, брекчированных в подошве пачки. Выше, с небольшим перерывом в обнаженности залегают светлые массивные доломиты, относимые к табаротинской серии. На юго-восточном склоне Енганэпэ (р. Лёк-Елец) ашгиллская часть хантейской свиты сложена также черными доломитами, мощностью 20 м, брекчированными в кровле пачки и содержащими криноидеи позднего ордовика *Dentiferocrinus subdivides* Mil., *Pentagonocyclicus* cf. *lamoideus* Yelt., *Compositocrinus* cf. *compositus* (Yelt.), *Tunguskocrinus* cf. *ivanovae* Aren. [94]. Над доломитами здесь залегают глинистые микрослоистые окремненные известняки с желваками черных кремней и прослоями черных кремнистых сланцев низов харотской свиты. Таким образом, возраст хантейской свиты уверенно опреляется в интервале лланвинского - ашгиллского ярусов.

Литолого-петрографическая характеристика пород нижеследующая [94].

Известняки органогенно-обломочные – темно-серые, средне- и тонкослоистые породы, переполненные органогенным детритом. Состоят из кальцита (82-99%), доломита (до 1%), глинистого вещества (до 5%), обломков зерен кварца (до 10%). Основную часть составляют многочисленные органогенные остатки, представленные обломками криноидей, мшанкок и брахиопод.

Известняки доломитистые – серые до черных тонкоплитчатые или неяснослоистые породы, в отдельных прослоях переполненные органическим детритом. Порода представляет собой микро-тонкозернистый, участками перекристаллизованный агрегат кальцита. Доломит составляет 5-15%, образуя ромбоэдрической формы зерна или агрегаты.

Известняки песчанистые (встречаются в низах разреза) - серые, полосчатые за счет прослоев, обогащенных терригенным материалом, нередко косослоистые, реже массивные.

Доломиты темно-серого или черного цвета, массивной или неяснослоистой текстуры. Состоят на 90% из ромбоэдрических зерен доломита, частично перекристаллизованных.

Дешифрируемость хантейской свиты плохая, лишь на юге хр. Енганэпэ на светлом фототоне АФС намечаются отдельные линиаменты, соответствующие простиранию слоистости.

Верхняя граница с табаротинской серией проводится в разрезе на руч. Изъявож по подошве толщи массивных серых пятнистых доломитов, с харотской свитой – на р. Лек-Елец по подошве слоя черных пелитоморфных известняков с кремнями. В остальной части развития хантейской свиты граница с перекрывающими силурийскими отложениями прослежена по дешифрированию. Мощность хантейской свиты в районе 400 – 430 м.

### **Михайловско-Вайгачская подзона**

#### **Ордовикская система, верхний отдел - силурийская система.**

*Табаротинская серия и седьельская свита нерасчлененные (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>tb-sd).* Образования данного литокомплекса закартированы вдоль западного склона хр. Енганэпэ в полосе от р. Лёк-Елец до северной рамки листа. Картируются нерасчлененными ввиду плохой обнаженности. Фактически единственный сравнительно полный разрез имеется в береговых обрывах р. Лек-Елец. Кроме того, отдельные выходы и небольшие обнажения имеются по руч. Изъя-вож и Шер-вож. Отложения представлены довольно однородными толщами массивных и плитчатых мелко- и среднекристаллических вторичных доломитов. Фактически типичные разности пород, как табаротинской серии, так и седьельской свиты в разрезе наблюдались лишь частично и сопоставление данных отложений с ними произведено условно. Так предположительно с низами седьельской свиты нами параллелизуется доломитовая толща, представленная серией осадочных циклитов с темно-серыми толстослоистыми вторичными доломитами в основании ритмов с остатками крупных гастропод *Pleurotomaria* sp. и *Murchisonia* sp. [84] в обрыве левого берега р. Лек-Елец, ниже устья руч. Пайсошор. Здесь же отмечаются прослой кораллово-строматопоровых и пятнистых комковатых вторичных доломитов, в которых встречаются остатки брахиопод *Rhynchonellida* и *Pentamerida* [2].

Нижележащие тонко-среднеслоистые вторичные доломиты условно отнесены к табаротинской серии. В нижней части разреза породы сильно брекчированы и нарушены. В доломитовых брекчиях остроугольные обломки темно-серого среднезернистого доломита (0,5-2 мм) сцементированы белым крупнозернистым доломитом. Ранее эти отложения картировались как нижний силур доломитового (лагунного) типа разреза [94].

В целом доломиты достаточно однообразны, серого, светло- и темно-серого цвета, пятнистые, тонко-мелкозернистые и разномелкозернистые, кавернозные. Текстуры от массивной и микрослоистой (обусловленной тонким микрочередованием через 1-2 мм слоек более светлого и бо-

лее темного оттенка) до средне-грубослоистой. Под микроскопом массивные доломиты микрозернистые, однородные, или с тонким чередованием слоев микро- и тонкозернистого доломита.

Дешифрируемость данных отложений неудовлетворительная. На АФС фиксируются только отдельные структурные линии, подчеркнутые спрямленными участками русел ручьев и цепочками карстовых ложбин [94].

Достоверных находок фауны, подтверждающих возраст на территории листа нет. Поэтому позднеордовикско-раннесилурийский возраст принимается по аналогии с более западными районами и по положению отложений между верхнеордовикской частью разреза хантейской свиты и верхним силуром. Граница с вышележащей гердьюской свитой не обнажена и проводится в разрезе р. Лёк-Елец внутри задернованного интервала.

Общая мощность нерасчлененного подразделения составляет 400-450 м.

**Гердьюская и гребенская свиты нерасчлененные ( $S_{2gr-gb}$ ).** Образования данного литокомплекса также закартированы вдоль западного склона хр. Енганэпэ в полосе от р. Лёк-Елец до северной рамки листа. Картируются нерасчлененными ввиду недостаточной обнаженности. Ранее данные образования картировались как верхний силур доломитового разреза шельфовой лагуны [94]. На дневной поверхности наблюдаются в единичных обнажениях по р. Лек-Елец, где представлены серыми, темно-серыми и голубовато-серыми, пятнистыми, преимущественно средне-слоистыми хорошо плитчатыми вторичными доломитами [94]. Породы в большинстве случаев перекристаллизованные, с пустотами выщелачивания и гнездами белого крупнокристаллического доломита. Первичные структуры не распознаются. Отнесение к гердьюской и гребенской свитам данных образований условно, так как характерных литотипов обеих свит в обнажениях не установлено. При этом образования последней, по-видимому, вообще не обнажены. Однако и гердьюская и гребенская свиты вскрыты в типичном виде скв. 1-Юньяга, в 8 км к северу от рамки листа. Таким образом, можно предположить их присутствие и на территории листа. Аналогичная интенсивная вторичная доломитизация пририфовых разрезов данных свит наблюдалась нами и в бассейне р. Кожим [141].

Из фаунистических остатков определены брахиоподы *Conchidium ex gr. vogulicum* (Khod.) [34], подтверждающие позднесилурийский возраст закартированных отложений.

Верхняя граница с овинпармской свитой проводится на р. Лекъелец по подошве доломитизированных известняков овинпармской свиты, после задернованного интервала, мощностью в 100 м от последних выходов доломитов, относимых к гердьюской свите.

Мощность гердьюской и гребенской свит нерасчлененных оценивается по графическим построениям в 230-360 м. В скважине 1-Юньяга они вскрыты (до забоя) на мощность 190 м.

### **Девонская система. Нижний и средний отделы.**

**Овинпармская свита и бетьюская серия нерасчлененные (D<sub>1op-bt</sub>).** Картируются нерасчлененными ввиду недостаточной обнаженности. Прежде эти отложения картировались как нижний девон (лохковский и пражский ярусы) терригенно-известняково-доломитового типа разреза шельфовой лагуны [94]. На юго-западном склоне Енганэпэ они достаточно полно обнажены на р. Лёк-Елец, частично вскрыты профилем поисково-картировочных скважин вдоль руч. Лёк-Елец-Воргашор [94].

*Овинпармская свита* (50 м) сложена в районе среднеплитчатыми голубовато-серыми доломитизированными известняками. Отдельные пласты представляют собой карбонатные песчаники (грейнстоуны) и гравелиты, что является признаком близости к околорифовому мелководью с активной гидродинамикой. Однако цемент их микритовый. Известняки содержат богатую фауну строматопор, табулят, ругоз, брахиопод. Определены *Quadrithiris lesvensis* Khod., *Thamnopora faceta* Jan., *Pachyfavosites kozlovskyi* Sok., *Tabularia* (?) *attenuata* Tsyg., конодонты *Spathognathodus optimus* Mosk., характерных для овинпармского горизонта [94], [34].

*Бетьюская серия* выделена нами здесь впервые по аналогии с Кожимским районом. Сложена в нижней части серыми пелитоморфными (седиментационными) и зернистыми среднеслоистыми доломитами, с пропластками тонкослоистых, сильнотрещиноватых разностей и единичными прослоями доломитовых аргиллитов. Эта часть разреза имеет мощность 70 м и по облику уверенно сопоставляется с *сотчемкыртинской свитой*. Отдельные пласты содержат сильноперекристаллизованные остатки амфипор, гастропод и остракод (*Moelleritia* sp). Верхняя часть серии (40 м) представлена доломитами серыми пелитоморфными, переслаивающимися с пачками и прослоями доломитовых аргиллитов, углисто-глинистых и глинистых сланцев. Условно сопоставлена нами с *филиппчукской свитой*, хотя и не содержит кварцевых песчаников и типичных для нее красноватых мергелей. По-видимому, образования филиппчукского уровня имеют на Полярном Урале несколько иной фациальный облик в связи с удаленностью от источников терригенного сноса.

Пелитоморфные доломиты обычно плитчатые, плотные, основная масса сложена однородным агрегатом доломита, в который погружены многочисленные обломки и целые раковины остракод и другой раковинный детрит. Зернистые доломиты имеют вторичный характер, образовавшись в результате перекристаллизации пелитоморфных, и в большинстве случаев порода представляет собой равномернозернистый доломитовый агрегат.

Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты очень маломощны (до 0,1-0,15м), плохослоистые, всегда известковистые или доломитистые, часто с примесью углистого вещества.

Дешифрируемость нерасчлененных нижнедевонских отложений неудовлетворительная.

Возраст картируемого нерасчлененного подразделения совокупно (фаунистически и по положению в разрезе) определяется в интервале лохковского и пражского веков.

Верхняя граница с вучвожской свитой наблюдается в разрезе на р. Лёк-Елец и проводится по подошве слоя органогенно-обломочных известняков с фауной раннего эмса. По простиранию, на южной периклинали Енганэпэ, по-видимому, происходит быстрый фациальный переход к одно-возрастным рифогенным образованиям, которые обнажаются в разрезе ее юго-восточного крыла.

Мощность объединенных овинпармской свиты и бетьюской серии составляет 110-160 м.

**Вучвожская свита** ( $D_{1v\check{c}}$ ). Впервые выделена в районе А.И. Першиной [34]. Название дано по руч. Вучвож, в 0,7 км ниже устья которого на р. Лек-Елец находится стратотипический разрез свиты. Полный разрез имеется также на р. Лек-Елец и на западном крыле Енганэпэйской брахиан-тиклинали. Кроме того, полные разрезы вскрыты профилями поисково-картировочного бурения вдоль руч. Лек-Елец-Воргашор и Юнкошор [94].

На западном склоне Енганэпэ вучвожская свита согласно залегает на доломитах бетьюской серии и представлена известняками органогенно-обломочными, шламово-детритовыми с обилием фаунистических остатков, циклично чередующимися с известняками пелитоморфными глинистыми и углистыми, доломитами пелитоморфными, сланцами глинистыми, алевритистыми и углисто-глинистыми, углистыми аргиллитами и маломощными кварцевыми песчаниками. Такой разрез, в общем, выдержан вдоль западного склона хребта Енганэ-пэ, а в юго-восточном направлении постепенно увеличивается карбонатность разреза и количество органогенных разностей известняков и доломитов. Под микроскопом известняки характеризуются пелитоморфной основной массой, иногда с примесью углистого вещества, в которую погружены редкие остатки остракод, фораминифер, брахиопод и другой фауны, в основном кальцитизированной. Часто наблюдается неравномерная доломитизация. Кварцевые песчаники с известковым цементом средне-мелкозернистые со слабой окатанностью кварцевых зерен, цемент (30-50%) базальный, представленный пелитоморфным агрегатом кальцита. Текстура линзовидно-полосчатая по причине неравномерно расположенных зерен. Среди доломитов выделяются пелитоморфные и детритово-шламовые с пелитоморфным матриксом. Детрит представлен в основном фаунистическими остатками. Прослоями доломиты содержат примесь (до 5 %) алевритовых кварцевых зерен.

На юго-восточном склоне Енганэпэ вучвожская свита согласно залегает на известняках Лёкьелецкого рифа и сложена грубопереслаивающимися серыми и светло-серыми строматопорво-водорослевыми и мелкозернистыми известняками, известняковыми песчаниками, гравелитами. Известняки органогенно-обломочные содержат большое количество обломков и целых колоний шаровых и ветвистых строматопорат, ругоз, табулят, брахиопод, криноидей и др., а также обломки пелитоморфных известняков, сцементированные глинисто-известковым матриксом. Амфипоровые известняки нередко образованы колониями ветвистых амфипор высотой до 1,7 м, с заполнением промежутков шламово-детритовым или микритовым матриксом. Все это указывает на формирование отложений вблизи тыловой зоны Енганэяхинского рифа (на карте показан, как енганэяхин-

ская толща), рифогенными образованиями которого вучвожская свита фациально замещается по простиранию в северо-восточном направлении.

Из фаунистических остатков определены: брахиоподы *Gupidula biplicata* Schnur., табуляты *Pachyfavosites* aff. *kozlowskyi* Sok., *Squameofavosites* aff. *bogemicus* Pocht., *Favosites* cf. *clarus* Yan., *F.* aff. *regularissimus* Yan., *Emmonsia karmakensis* Yan, строматопоры *Gerronostroma concentricum* Yav., ругозы *Zelophylia tabulata* (Soshk.), остракоды *Moelleritia quadrigibbara* Abush., *M.* cf. *egorovi* Abush., конодонты *Spathognathodus expansus* Uyeno, *Pelekysgnathus klamathensis* Sav., характерные для нижней и средней части эмского яруса [94], и таким образом возраст вучвожской свиты уверенно датируется эмсом в интервале такатинского и вязовского горизонтов.

Дешифрируемость свиты неудовлетворительная по причине неконтрастного литологического состава, а также значительной мощности четвертичных отложений [94].

Верхняя граница на западном склоне хр. Енганэпэ проводится по подошве пласта кварцевых песчаников, а на юго-восточном пласта темно-серых алевролитов шервожской свиты. Мощность вучвожской свиты на западном склоне хр. Енганэпэ редуцирована и составляет всего 34-42 м. В восточном направлении постепенно увеличивается и достигает в стратотипе 300 м.

**Шервожская свита** (D<sub>1-2</sub>šr). В ранге свиты выделяется впервые. Ранее данные отложения картировались в качестве верхнеэйфельского подъяруса и живетского яруса. Название дано по руч. Шервож, вблизи которого на р. Лек-Елец находится один из опорных разрезов свиты. В качестве стратотипа принят полный разрез в каньоне р. Лек-Елец на юго-восточном крыле Енганэпэйской антиклинали. Полные разрезы свиты вскрыты также скважинами поисково-картировочного бурения вдоль руч. Лек-Елец-Воргашор и Юнкошор [94]. В ее составе по литологическим особенностям выделяются две картируемых подсвиты. Общая мощность – 200 м.

**Нижнешервожская подсвита** (D<sub>1-2</sub>šr<sub>1</sub>). Представлена очень характерным литоконкомплексом тонко-среднеслоистых темно-серых нормально-морских биоморфных и биокластических известняков, переслаивающихся с углисто-глинистыми сланцами. По простиранию разрез весьма выдержан. Отличия установлены только в основании разреза. На западном крыле Енганэпэйской антиклинали разрез свиты начинается пластом (2,6 м) темно-серых кварцевых песчаников. На восточном крыле - пачкой (2,0 м) алевролитов и глинистых сланцев.

Биоморфные известняки по своему типу преимущественно относятся к полукаркасным известнякам, в которых многочисленные остатки строматопорат и кораллов погружены в иловый пелитоморфный или шламный матрикс. Реже встречаются мелкие биогермы, образованные табулятами. Среди биокластических известняков, также широко распространенных по разрезу, присутствуют две разновидности: сложенные преимущественно остатками криноидей и сложенные обломками раковин и целыми створками остракод и брахиопод. Матрикс пелитоморфно-шламный, часто углисто-глинисто-известковистый. На восточном крыле известняки более интен-

сивно перекристаллизованы. Углисто-глинисто-известковистые сланцы отличаются изменчивым содержанием входящих в них компонентов и дают все переходы к углисто-глинистым, глинистым сланцам и сланцеватым известнякам. Основными глинистыми минералами являются серицит и хлорит, всегда присутствуют (до 5%) алевритовые кварцевые зерна, единичные зерна турмалина, циркона, апатита и др. Пелитоморфное углистое вещество обогащает отдельные участки, либо образует выделения углефицированного детрита по сланцеватости. Углистые известняки представляют собой пелитоморфный агрегат кальцита, обогащенный до 45% углистым веществом.

Фаунистический комплекс содержит характерные формы позднеэмского и эйфельского возраста: *Favosites goldfussi* Orb., *F. bijensis* Sok., *Stellopora spica* Bog., *Thamnopora aliena* Yan., *Pachyfavosites tumulosus* Yanet, *Crassialveolites crassiformis* Sok., *Stringophyllum cf. isactis* (Frech.), *Caliopora cf. battersbyi* Mil.-Edw. et Haim., *Dedrostella rhenana* (Frech.), *Neospongophyllum longiseptatum* Bulv., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschcr.), и др. [94], [34], которые позволяют уверенно датировать подсвиту в интервале койвенского, бийского и афонинского горизонтов. Мощность нижнешервожской подсвиты составляет 140-150 м.

**Верхнешервожская подсвита** ( $D_2\delta r_2$ ) имеет двучленное строение и представлена в нижней части толщей (25-33 м) серых седиментационных и перекристаллизованных доломитов, выше - толщей (10-27 м) специфических серых, белых, кремовых перекристаллизованных (мраморизованных) известняков, нередко с узорчатыми текстурами. В верхах известняковой толщи присутствуют линзы (0,3-0,5x2 м) серых и голубых аргиллитов, а также включения аллитов и сиаллитов в виде псевдоинъекций, пятен, желваков серо-зеленого, красно-бурого и вишневого цветов.

Доломиты нижней толщи представлены двумя разновидностями: тонко-мелкозернистые однородные (седиментационные) и средне-разнозернистые. Последние образовались в результате перекристаллизации первых и доломитизации известняков. Апоизвестняковые доломиты сохраняют реликтовую органогенную структуру. Во всех доломитах содержится примесь (до 5%) кварцевых алевритовых зерен преимущественно остроугольной формы. Разрез толщи устойчив вдоль западного склона Енганэпэ. В юго-восточном направлении в нем появляются пачки (до 5 м) органогенно-детритовых известняков.

Известняки верхней толщи в основном светло-серые до белых, тонко-скрытозернистые, с гнездами крупнокристаллического (до 2 мм) кальцита. Иногда гнезда выполнены кальцитом розового или красного цвета, вследствие чего образуются высокодекоративные узорчатые текстуры. В скв. 22 в составе толщи вскрыты кремовые мраморизованные известняки с линзами аллитов. Глинистое вещество в прослоях и пятнах представлено гидрослюдой с примесью хлорита (шамозита) и микро-тонкозернистых агрегатов железистого кальцита. Аргиллиты в линзах серые и голубые, часто пиритизированные с оолитами шамозита. Аллиты и сиаллиты описаны в главе 7.



По комплексу приведенных выше признаков разрез верхней толщи интерпретируется нами, как зона палеокарста позднеживетского возраста. При этом, известняки скорее всего являются продуктом дедоломитизации доломитов в условиях позднеживетской коры выветривания, а линзы и инъекции аргиллитов, сиаллитов и аллитов - литифицированными продуктами заполнения палеокарстовых полостей. Разрез по простиранию весьма изменчив по мощности и составу, но общим является присутствие перекристаллизованных узорчатых известняков, а также палеокарста и бокситопроявлений.

Возраст верхнешервожской подсвиты принимается позднеэйфельско-живетским в интервале верхней части афонинского–чеславского горизонтов в виду залегания под фаунистически охарактеризованными отложениями кыновского горизонта. Мощность верхней подсвиты 55-50 м.

Известняки и доломиты шервожской свиты близки между собой по содержанию большинства химических элементов-примесей. От "чистых" карбонатов их отличает повышенные содержания титана (400-800 г/т), циркония (17-32 г/т), что объясняется их значительной глинистостью и повышенные содержания марганца (25-38 г/т).

Дешифрируемость шервожской свиты удовлетворительная. На южной периклинали и крыльях Енганэпэ она уверенно дешифрируется в виде серии заболоченных понижений, ограниченных спрямленными руслами ручьев и ложбин, отражающих простирания пород.

Граница с вышележащими отложениями проводится по подошве залегающего с разрывом пласта серых аргиллитов (на западном крыле) или черных органогенных известняков (на восточном крыле Енганэ-пэ) доломитово-известняковой толщи позднего девона.

Общая мощность верхнешервожской подсвиты составляет 45-50м.

В северной части листа Q-41-XI вдоль западного склона хр. Енганэпэ отложения шервожской свиты в виду отсутствия обнаженности выделены по дешифрированию и поэтому показаны на карте нерасчлененными. Состав их, с учетом данных по скв. 1-Юньяга аналогичен..

**Вучвожская и шервожская свиты нерасчлененные** ( $D_{1-2}v\check{c}-\check{s}r$ ) показаны на крыльях Лёкье-лецкой антиклинали. Это обусловлено недостаточной изученностью разрезов и их более сильной перекристаллизацией и доломитизацией. В целом строение разреза предполагается аналогичным западному крылу Енганэпэйской антиклинали для каждой из свит. Из фауны известны только определения кораллов эйфельского возраста.

Мощность нерасчлененного литокомплекса оценивается в 230-235 м

**Доломитово-известняковая толща** ( $D_3di$ ). Распространена вдоль обоих склонов хребта Енганэпэ, обнажаясь по р. Лёк-Елец, и в нижнем течении р. Шервож. Практически полный разрез толщи вскрывается на юго-восточном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали по р. Лёк-Елец, где на закарстованных известняках верхнешервожской подсвиты залегают [94]:

- известняки доломитизированные (45 м), темно-серые, плитчатые с отдельными пластами, переполненными ветвистыми и шаровидными строматопорами и водорослями. В известняках определены брахиоподы и ругозы кыновского горизонта: *Atrypa velikaja* Nal., *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern., *Disphyllum fascicularis* (Soshk.), *D. caespitosus* (Soshk.);

- известняки доломитизированные (60-70 м), серые, рассланцованные, с фауной саргаевского и доманикового горизонтов: *Hypothyridina calva* Mart., *Atrypa* cf. *uralica* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll;

- известняки доломитизированные (70 м), мелкозернистые с пластами строматопорово-водорослевых известняков;

- известняки водорослевые (100-110 м), серые, рассланцованные.

Последние две пачки отнесены условно [34] к мендымскому и аскыньскому горизонтам франского яруса. А общая мощность доломитово-известняковой толщи на юго-восточном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали составляет около 300 м.

На западном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали в диапазоне кыновского-мендымского горизонтов (более 150 м) по данным бурового профиля вдоль руч. Велечшор (скв. 30) преобладают темно-серые амфипорово-строматопоровые и амфипоровые известняки (балфстоуны). Последние слагают интервалы мощностью до 36 м. Отмечаются отдельные прослои слоистых углистых известняков с мелкими брахиподами и ругозами *Disphyllum* aff. *paschiense* (Soshk), *D. emsty* (Wdk). Верхняя часть разреза (около 100 м) обнажена на р. Лёк-Елец [94] и представлена массивными серыми вторичными разнокристаллическими доломитами, доломитизированными водорослевыми и водорослево-строматопоровыми известняками. В нижней части в них содержатся прослои известняковых брекчий и конглобрекчий. Здесь собраны брахиоподы *Levigatella askynica* (Nal.), *Septalaria ex gr. formosa* Schnur., *Atrypa uralica* Nal., *Hypothyridina cuboides* Sow., характерные для аскыньского горизонта [34].

Западнее рамки листа в скв. 1-Юньяга отложения кыновского-доманикового горизонтов представлены осадками доманикоидного облика: черными углистыми известняками с прослоями углесто-известковистых сланцев. Мендымский горизонт - органогенными амфипорово-строматопоровыми известняками, аскыньский – мелководными известняково-доломитовыми осадками. Мощность отложений составляет - 350-370 м.

Таким образом, по своему положению в фациальном ряду разрезы доломитово-известняковой толщи района хр. Енганэпэ занимают промежуточное положение между отложениями депрессионной впадины и рифогенными образованиями большеелецкой толщи внешнего края карбонатной платформы и отвечают, по всей видимости, фациальному поясу отмелей с низкой гидродинамикой среды в тылу рифовых построек. В целом, анализируя в плане распределение фациальных типов франских осадков в районе хр. Енгане-пэ, можно прийти к выводу, что поло-

жение фациальных поясов не имеет обычной для более ранних этапов северо-восточной ориентировки, а ближе к субширотному. Это является, на наш взгляд, следствием проявления активной конседиментационной роли Собского поперечного поднятия уже в этот период.

Ниже дается обобщенная петрографическая характеристика основных разновидностей пород.

Известняки водорослевые толстослоистые, обычно пелитоморфные. Водоросли правильной шаровидной формы разбросаны в известняке неравномерно, часть их целиком замещена более светлым мелкозернистым кальцитом. Количество водорослей неодинаково, участками достигая 25% породы. Установлены водоросли родов *Asterosphaera*, *Girvanella*, *Sphaerella*, *Radiosphaera* и др. Строматопоровые известняки переполнены строматопороидеями *Parallelopora* и *Actinostroma*.

Известняковые конглобрекции состоят из обломков известняков (60-65%), размером от 0,3-2 до 5 см и цементирующей массы. В составе обломков криптомикрозернистые известняки, оолитово-сгустковые известняки. Цемент - микрозернистый известняк с органогенными остатками.

Доломиты имеют явно выраженный вторичный характер и образовались в результате доломитизации описанных выше известняков.

На АФС уверенно дешифрируется нижняя граница толщи и простирание пород, которое подчеркивается многочисленными структурными линиями.

Верхняя граница с бахромчатой толщей проводится по подошве первого слоя "бахромчатых" известняков и в районе наблюдается только на руч. Шервож.

**Бахромчатая толща** (D<sub>3</sub>bh). Распространена на западном и, частично, на восточном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали. Обнажена по р. Лёк-Елец, руч. Шервож, Лёк-Елец-Воргашор, Юнкошор. Сложена известняками темно-серыми мелкозернистыми, с кружевным ("бахромчатым") рисунком выветрелой поверхности; известняками с пятнистой доломитизацией (бугристыми), доломитизированными известняками, доломитами.

"Бахромчатые" известняки являются характерным литотипом разреза толщи. Под микроскопом представляют микротонкозернистый агрегат кальцитовых зерен (размером около 0,02мм), на фоне которого в виде тонких извилистых нитей развит более крупнокристаллический кальцит (до 0,2 мм). Выступающие на выветрелой поверхности тонкие пластинки крупного кальцита образуют кружевной («бахромчатый») рисунок. Доломитизация в известняках развита в виде линзовидных участков и прослоев. Все доломиты имеют вторичный характер, обычно серого или желтовато-серого цвета, мелко-среднезернистые массивные или средне-грубоплитчатые.

В породах встречаются строматопоры, редкие брахиоподы плохой сохранности и фораминиферы. Из фораминифер преобладают: *Parathurammia cushmani* Sul., *Pa. oldae* Sul., *Pa. suleimanovi* Lip., *Pa. dagmarae* Sul., *Vicinisphaera parva* Reitl., *V. squalida* Antr., *V. angulata* Antr., также встречены *Diplosphaerina minima* (Sul.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Septatournayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra communis* (Raus.). Из брахиопод – *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. conoideus*

Roem., *Athyris angelica* Hall., *Pugnax* ex gr. *acuminata* Wet. и др. [34], [55]. На основании приведенных выше определений возраст толщи уверенно определяется как фаменский.

Дешифрируемость отложений толщи неудовлетворительная. Верхняя граница проводится по подошве темно-серых известняков с кремнями. Мощность толщи в районе составляет 200-250 м.

На крыльях Лёкьелецкой антиклинали по причине недостаточной обнаженности закартированы **доломитово-известняковая и бахромчатая толщи нерасчлененные** (D<sub>3</sub>di-bh). Здесь также сильнее проявлена вторичная доломитизация пород. В целом же состав толщ аналогичен вышеописанному. Мощность 500-550 м.

**Важхановейская свита** (C<sub>1vž</sub>). Данное название впервые предложено Л.С. Колесник в процессе ГДП-200 Воркутинской площади для кремнисто-карбонатной толщи турнейско-ранневизейского возраста [19]. Распространена вдоль западного крыла Енганэпэйской брахиантклинали и также на крыльях Лёкьелецкой, Косвожской и Хановейской антиклиналей. Сложена преимущественно известняками темно-серыми и черными пелитоморфными и мелкозернистыми, массивнослоистыми, с включениями неправильной формы черных кремней и переслаивающимися с пластовыми черными кремнями. Стратотип находится на р. Уса за границей территории листа. На р. Лёк-Елец, выше устья руч. Шервож важхановейская свита обнажена фрагментарно. Здесь помимо выперечисленных сильно перекристаллизованных известняков с кремнями присутствуют пласты (до 0,5 м) и пачки (до 3 м) доломитов и доломитизированных известняков.

Определимые органические остатки практически отсутствуют. Наблюдаются лишь редкие пиритизированные остатки кораллов *Caninia* sp. и *Zaphrentis* sp. В верхах обнаженного разреза свиты в единичных образцах содержатся фораминиферы: *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Glomospira* sp., *Brunsia irregularis* Mikh., *Palaespiroplectamina* ex gr. *tschernyshiensis* (Lip.), *Chernyschinella* ex gr. *glomiformis* Lip., *Latiendothyra* ex gr. *latispiralis* (Lip.) [73] свидетельствующие о позднетурнейском возрасте.

В стратотипе важхановейская свита отвечает интервалу от гумеровского горизонта турне по косьвинский горизонт нижнего визе [19]. Развитые западнее терригенные отложения нижнего визе, отвечающие по возрасту бобриковскому и радаевскому горизонтам на территории листа, отсутствуют; им в районе отвечает перерыв в осадконакоплении [73]. Верхняя граница проводится по подошве толщи более светлых органогенных известняков и доломитов сартьюской свиты с обилием брахиопод и кораллов тульского горизонта. На территории листа граница не обнажена и проведена условно.

Мощность важхановейской свиты на Лёк-Ельце около 100 м.

**Сартьюская свита** (C<sub>1sj</sub>). Данное название впервые предложено Л.С. Колесник в процессе ГДП-200 Воркутинской площади для карбонатной толщи поздневизейско-серпуховского возраста [19]. Стратотип свиты находится на р. Уса (в районе слияния р.р. Бол. и Мал. Уса).

В стратотипе свита имеет двучленное строение и состоит из нижне- (известняково-доломитовой) - и верхнесартгюской (известняково-брекчиевой) подсвит. *Нижнесартгюская подсвита* (435-465 м) представлена переслаиванием пачек желтовато-серых крупнозернистых доломитов и органогенно-детритовых слоистых светло-серых известняков с обилием раковинной фауны. Очень характерно присутствие брахиоподовых банок и отдельных пластов, переполненных крупными створками гигантопродуктусов, стриатифер, мелких кораллов. В связи с этим в разрезах р.Усы по преобладанию брахиопод определенного рода выделяются "гигантелловая" и "стриатиферная" части подсвиты с разделением их на уровне верхней границы михайловского горизонта визе. Стратиграфически отвечает окскому надгоризонту верхнего визе и нижнесерпуховскому подъярису. *Верхнесартгюская подсвита* (90-100 м) представлена толщиной афанитовых и мелкозернистых обломочно-детритовых известняков с редкими включениями кремней, с участками брекчиевидных известняков и известняковых брекчий. Также содержит фауну брахиопод и кораллов, местами обильную. Стратиграфически отвечает верхнесерпуховскому подъярису.

На территории листа сартгюская свита закартирована нерасчлененной. Сложена в нижней части сильно перекристаллизованными до мраморовидных полосчатыми известняками, бурыми и пятнистыми доломитизированными полидетритовыми известняками с многочисленными крупными продуктидами, с прослоями оолитовых известняков и калькаренитов. Выше по разрезу преобладают пятнисто-бурые сильно перекристаллизованные полидетритовые известняки с доломитизированными участками и прослоями, с брахиоподами рода *Striatifera*. Верхние горизонты также сложены слоистыми светло-коричневато-серыми полидетритовыми и брахиоподово-детритовыми перекристаллизованными известняками, переслаивающимися с бурыми крупнозернистыми доломитами, доломитизированными известняками, с редкими включениями кремней, со скоплениями в отдельных прослоях гигантопродуктусов, стриатифер и мартиний (в верхах).

Под микроскопом известняки имеют чаще всего органогенную обломочную структуру [73]. Структуры цемента - микрозернистая или пелитоморфная. Основная масса сложена кальцитом с размером зерен 0,04-0,2 мм, в которой наблюдается обильный фаунистический детрит, составляющий нередко 40-50 %. Детрит плохой сохранности; в наиболее сохранившемся - обрывки кораллов, обломки раковин брахиопод, гастропод, остатки фораминифер и водорослей. Почти все известняки в разной степени доломитизированы; при содержании доломита 25-30 % структура становится неясно органогенной.

Из органических остатков определены фораминиферы и брахиоподы; в основании - тульского и алексинского горизонтов и выше по разрезу - до протвинского горизонта включительно. Среди них: *Archaeodiscus moelleri gigas* Raus., *Asteroarchaeodiscus* ex gr. *baschkirikus* (Krest. et Theod.), *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E.* ex gr. *postmosquensis* Kir., *E.* ex gr. *protvae* Raus., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Striatifera striata* (Fisch.), *Martinia* sp. [73], которые

убедительно подтверждают поздневизейско-серпуховский возраст сартъюской свиты, установленный в стратотипе.

Верхняя граница свиты проводится по подошве водорослево-детритовых известняков с редкими включениями серого кремня и в целом выражается сменой доломитово-известнякового разреза известняковым. Мощность свиты в пределах листа 450-465 м.

**Цементнозаводская свита** ( $C_{2cz}$ ). Данное название впервые предложено Л.С. Колесник в процессе ГДП-200 Воркутинской площади для известняковой толщи среднего карбона [19]. Стратотип находится на р. Усе, в районе плотины, где она наиболее полно представлена в интервале от краснополянского горизонта башкирского яруса по верейский горизонт нижнемосковского подъяруса. На территории листа слагает крылья Денишпурской, Хановеймусюрской, Лекъелецкой антиклиналей. Обнажена по рр. Лёк-Елец и Уса. Представлена темно-серыми и коричневато-серыми пелитоморфными и перекристаллизованными водорослево-детритовыми и мшанково-брахиоподовыми известняками, битуминозными, с сильным запахом сероводорода, средне-толстослоистыми, с редкими включениями серых кремней.

Фаунистический состав свиты в пределах листа беден (по причине сильной перекристаллизации), однако определенно датируются башкирские и раннемосковские осадки. Определены брахиоподы: *Elivia lira* (Kut.), *Martinia semiglobosa* Tsch., *Neopricodothyris asiatica* (Chao), *Pugnax swallovi* Schum. и др., фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. gorskii* (Dutk.), *Neoarchaediscus* sp., *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* Raus., *Eostaffella* ex gr. *mutabilis* Raus. [73].

Верхняя граница проводится в подошве, залегающих с размывом нижнепермских мергелей сизымской свиты. Таким образом, отложения верхнего карбона в пределах Елецкой СФЗ на территории листа были полностью размыты или не накапливались. Мощность свиты около 72 м.

### **Иргизлинско-Карская подзона**

#### **Ордовикская система, верхний отдел - силурийская система, нижний отдел.**

**Сиратывисская толща** ( $O_3-S_{1sr}$ ). Опорный разрез толщи находится на северной периклинали Енганэпэйской антиклинали за пределами листа, где она представлена массивными вторичными доломитами по рифогенным водорослевым, органогенным и инкрустационным известнякам и конглобрекциям. В пределах листа отложения толщи закартированы на южной периклинали Енганэпэйской антиклинали. Низы разреза частично обнажены на р. Лек-Елец, где представлены массивными вторичными доломитами с тeneвыми водорослевыми и органогенными текстурами. А в основном картирование произведено по обнажениям в многочисленных карстовых воронках и горным выработкам [94].

Вторичным доломитам присущи крупнопятнистая и инкрустационная структуры. Главное породообразующее значение имеют разнообразные водоросли, образующие корковидные и ленто-

видные обрастания биокластового материала, колонии табулят, ругоз, скопления гастропод и обломков криноидей. Микроскопически различаются формы типа дазикладиевых водорослей, неопределимые сине-зеленые водоросли и пузырчатые *Renalcis*, из багряных - *Solenopora*, участками заметную роль играют скопления *Eocatenipora* [2].

Из единичного участка развития известковистых доломитов определены конодонты *Belodina* cf. *compressa* (Br. et Mehl), *Panderodus unicastatus* (Br. et Mehl), *P. gracilis* (Br. et Mehl), позднеордовикско-раннесилурийского возраста [94], а в массивных выщелоченных биогермных доломитах содержатся позднеелландоверийские брахиоподы *Harpidium* ex gr. *angustum* Poul [2]. Возраст сиратывисской толщи, таким образом, определяется в интервале поздний ашгилл - ранний силур.

По геохимическим показателям рифогенные доломиты характеризуются минимальными концентрациями большинства элементов-примесей [94].

На АФС поля рифогенных отложений сравнительно хорошо фиксируются по сплошному развитию карста, причем достаточно уверенно может быть проведена граница с подстилающей хантейской свитой, так как ее глинистые известняки практически не карстуются [94].

С запада с сиратывисской толщей (на р. Лёк-Елец) граничит толща слоистых доломитов, относимых к табаротинской серии и седьельской свите нерасчленным, причем между ними предполагаются фациальные взаимпереходы по простираанию. Вдоль южной периклинали Енганэ-пэ на юго-восток, по-видимому, происходит фациальный переход сиратывисской толщи к известняково-кремнистым отложениям нижнехаротской подсвиты, которая обнажена на р. Лек-Елец на юго-восточном склоне хр. Енганэпэ, и мощность рифогенной толщи в этом направлении соответственно сокращается. Верхняя граница сиратывисской толщи с близкими по облику и составу породами Нияюского рифового массива не обнажена и проводится условно.

Мощность сиратывисской толщи методом графических построений оценивается 550-700м.

### **Силурийская система, верхний отдел.**

**Нияюский рифовый массив** ( $S_2nj$ ). В своем наиболее типичном выражении представлен в стратотипическом разрезе в каньоне р. Нияю на северной периклинали Енганэпэйской антиклинали за пределами листа. Подробное описание и характеристика этого разреза даны А.И. Антошкиной [1]. На южной периклинали Енганэпэ сходные по облику рифогенные образования наблюдались лишь в многочисленных карстовых воронках и ранее картировались как верхний силур рифогенного типа разреза [94].

В пределах листа представлены вторичными доломитами светло-серыми, пористыми и кавернозными, прослоями массивными, криноидными, заключающими полидетритовые, ракушняковые и водорослевые банки. Породы обычно разнозернистые, сильно перекристаллизованные, с мозаичным расположением зерен разной крупности и, в общем, близки к рифогенным доломитам

сиратывисской толщи, описанным выше. По геохимическим показателям и дешифровочным признакам отмечается полное сходство с доломитами сиратывисской толщи.

Из фауны на листе определены только криноидеи *Syndetocrinus* ex gr. *uralicus* Yak., подтверждающие позднесилурийский возраст [94].

В северо-западном направлении предполагается фациальный переход доломитов Нияюского рифового массива к слоистым отложениям гердьюской и гребенской свит. А на восток фациальное замещение сланцево-известняковыми отложениями нижнехаротской подсвиты, которая обнажена на р. Лек-Елец, на юго-восточном склоне хр. Енганэпэ.

Граница с перекрывающими отложениями овинпармской свиты и Усинского рифового массива не обнажена и проводится условно. Мощность рифогенных отложений оценивается приблизительно по графическим построениям в 450-800 м.

### **Девонская система, нижний-средний отделы.**

**Большеусинский-лэкъелецкий рифовые массивы нерасчлененные** (D<sub>1</sub>bu-le). Эти массивы объединяют рифогенные отложения нижнего девона в интервале лохков-нижний эмс, развитые на юго-восточном склоне хр. Енганэпэ. Картируются совместно в виду слабой обнаженности образований Большеусинского массива и неопределенностью, таким образом, границы между ними.

Стратотип *Большеусинского рифового массива* находится в районе слияния р.р. Бол. Уса и Нияю, где он надстраивает вверх по разрезу образования Нияюского рифа [137], [59]. На территории листа аналогичные по составу образования, сопоставляемые с Большеусинским рифовым массивом обнажены в среднем течении р. Енганэ-Яха, на правом берегу руч. Ямашор в карстовых воронках, а также вскрыты шурфами [94]. Представлены темно-серыми массивными водорослевыми (в том числе фистулелловыми) известняками, инкрустационными известняками, известняковыми брекчиями и массивными крупнокристаллическими доломитами. В породах содержатся разнообразные фаунистические остатки: кораллы, брахиоподы, ортоцератиты, криноидеи, из которых определены *Pseudoamplexus bohemicus* Poc., *Spirigerina supramarginalis* (Khal.), *Gupidula* cf. *saumaensis* Khod., *Carinatina* ex gr. *arimaspa* Eichw., конодонты лохковского возраста *Spathognathodus miae* Bult., *S. buchansensis* (Phill.), *Ozarkodina typica denkmanni* Zieg., *Icriodus* cf. *transitans* (Bisch. et Sann.).

Границу с Лекелецким рифовым массивом провести сложно вследствие сходства литологического состава. Мощность отложений установить также трудно из-за отсутствия разрезов, и она принимается аналогичной опорному разрезу на р. Бол. Уса в 500-700 м [94].

*Лэкъелецкий рифовый массив* хорошо обнажен (за исключением низов) на р. Лэк-Елец, где находится его стратотипический разрез, детально описанный Г.А. Черновым, А.И. Першиной, В.П. Шуйским [64], [35], [55]. Представлен довольно однообразными доломитизированными известняками и вторичными доломитами, группирующимися в 4 крупные толщи (снизу вверх):



1. Доломиты разнозернистые желто-серого цвета, толсто-плитчатые и массивные, часто брекчиевидные, местами инкрустационные. (400-500 м) с брахиоподами *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Carinatina comata* (Barr.), *Nimphorinchya pseudolivonica* (Barr.).

2. Доломиты и доломитизированные известняки плитчатые, серые, средне-толстослоистые с обильной брахиоподовой фауной и многочисленными криноидеями (более 60 м).

3. Известняки массивные (около 300 м), светло-серые с участками развития конглобрекчий и многочисленными мелкими биогермами, образованными строматопоратами, табулятами, ругозами. Отмечаются многочисленные брахиоподовые банки. Брахиоподы: *Carinatina comata* (Barr.), *Carinatina* ex gr. *arimaspa* (Eich.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern. и др.

4. Доломиты и доломитизированные известняки светло-серые, частью пористые, сильно перекристаллизованные (около 400 м). Характерны многочисленные инкрустации, водорослевые и строматопоровые биогермы, остатки строматопорат, табулят, криноидей и брахиопод, среди которых, помимо вышеперечисленных, определены *Carinatina arimaspa* (Eich.), *Eospirifer sergaensis* Khod., *Dentatrypa kolymensis* Nal., *Atrypa submala* Khod., *A. mala* Khod., и др., характерные для пражского и низов эмского ярусов [94]. В верхней части толщи располагается пласт (2 м) доломитизированных известняков со скоплениями крупных створок брахиопод *Hercinella* sp.

Мощность вышеприведенного разреза Лёкьелецкого рифа достигает 1200 м.

Известняки рифовых массивов очень разнообразны. Широко развиты каркасные и полукаркасные известняки, инкрустационные известняки, органогенно-обломочные известняки, известняковые брекчии и конглобрекчии. Каркасные известняки слагают биогермы и в большом количестве присутствуют в составе обломков брекчий и конглобрекчий. Каркасообразующими являются строматопораты, табуляты и, преимущественно, известковые водоросли. Промежутки выполнены эпигенетическим микрозернистым кальцитом или детритово-шламовым матриксом. Инкрустации представляют собой тонкое чередование кальцитовых корок в первичных полостях известняков.

Органогенно-обломочные и детритовые известняки развиты обычно на склонах биогермов. Сложены обломками и целыми формами преимущественно раковинной фауны, также кораллов, строматопорат, водорослей, сцементированными шламово-детритовой основной массой. Среди детрита преобладают членики криноидей, которые нередко слагают тонкие пласты.

Известняковые брекчии и конглобрекчии представляют собой массивные породы, состоящие из угловатых и слабоокатанных обломков каркасных и органогенно-обломочных известняков различного размера, сцементированных шламово-детритовой основной массой.

Доломиты и доломитизированные известняки имеют ярко выраженный вторичный характер. Представляют собой массивную кавернозную породу серого, светло-серого и желтовато-серого цвета, мелко-крупнозернистую. Под микроскопом характеризуются [94] мозаичной структурой с

неравномерным распределением доломитовых зерен. Иногда сохраняется "теневая" структура первичного известняка.

На аэрофотоматериалах широкие поля развития рифогенных известняков и доломитов дешифрируются по специфическому мозаично изрезанному рисунку фотоизображения за счет переплетения многочисленных карстовых логов, ложбин и цепочек воронок [94].

Возраст рифовых массивов по многочисленным сборам фауны датируется ранним девоном, в интервале: лохковскго (Большеусинский риф) и пражско-раннеэмского (Лёкьелецкий риф) веков.

По простиранию рифогенные отложения не выдержаны. Вдоль южной периклинали Енганэпэйской брахиантиклинали в западном направлении идет быстрое сокращение их мощности и замещение на слоистые известняки и доломиты овинпармской свиты и бетьюская серии. В северо-восточном направлении также идет сокращение мощности рифогенного разреза и фациальный переход к одновозрастным сланцево-известняковым отложениям верхов харотской свиты.

Перекрывается Лёкьелецкий рифовый массив слоистыми осадками вучвожской свиты, граница с которой проводится в разрезе р. Лек-Елец по кровле пласта с герцинеллами

Общая мощность картируемого литокомплекса если исходить из суммы мощностей стратотипических разрезов составляет около 2000 м [94], фактически, с учетом латеральной проградации края рифового комплекса приблизительно оценивается в 1300-1500 м.

**Енганэяхинская толща** (D<sub>1eg</sub>). Закартирована вдоль юго-восточного крыла Енганэпэйской антиклинали. Отвечает отмельно-рифовым образованиям эмского возраста в объеме такатинского и вязовского горизонтов. Название предложено А.П. Прямоносовым [39] при составлении Госгеолкарты листа Q-41-XII. В пределах территории листа рифогенные обнажения толщи на дневной поверхности практически не обнажены и вскрыты профилем картировочных скважин на максимальную мощность 50 м. Представлены органогенными и органогенно-обломочными известняками с единичными прослоями конглобрекчий. Северо-восточный край толщи протягивается за восточную рамку листа, где хорошо вскрытый ее разрез детально изучен [94] в среднем течении р. Нияю, в 3<sup>х</sup> км к северу по простиранию от рамки листа и может рассматриваться в качестве опорного. Образования енганэяхинской толщи представлены здесь массивными темно-серыми, серыми, пятнистыми биогермными известняками, где каркасообразующими являются водоросли, колониальные кораллы, строматопораты, криноидеи, а также известняками слоистыми с прослоями амфипоровых разностей, массивными органогенно-обломочными известняками, участками с известняковыми конглобрекчиями. Мощность отложений толщи в разрезе р. Нияю 380-400 м. Определения многочисленных фаунистических остатков однозначно указывают на ранне-среднеэмский ее возраст [94]. Поэтому представления А.П. Прямоносова [39] изложенные в объяснительной записке к листу Q-41-XI пражском возрасте низов толщи ошибочны.

На территории листа энганэяхинская толща фаунистически охарактеризована лишь несколькими трудноопределимыми брахиоподами девонского облика [94].

Дешифрируемость отложений неудовлетворительная, что связано со значительной мощностью четвертичных отложений.

Судя по результатам, полученным при бурении картировочного профиля через Нияюскую депрессию [94], энганэяхинская рифовая толща, по-видимому, стратиграфически налегает на пельчатые пражские известняки харотской свиты, наращивая, таким образом, с востока проградирующий край карбонатной платформы в раннем и среднем эмсе. В западном направлении (на карте в юго-западном) она фациально переходит в зарифовые отложения вучвожской свиты, а в восточном (на карте - северо-восточном) фациально замещается нижней частью разреза лекъелецкой свиты, с отложениями которой наблюдается переслаивание рифовых известняков в разрезе р. Нияю. Перекрывается предположительно отложениями шервожской свиты или по Вучвожскому надвику образованиями лекъелецкой свиты.

Мощность отложений на листе оценивается аналогично опорному разрезу в 380-400 м.

**Естовисская толща** (D<sub>1-2</sub>es). На территории листа развита в тектоническом клине на южной периклинали Енганэпэйской антиклинали, вдоль контакта с Лекъелецкой пластиной Западнолемвинского пакета покровов. Вскрыта в обрыве правого берега р. Елец и выемке железнодорожного полотна. Представлена светло-серыми массивными водорослевыми перекристаллизованными известняками, в которых содержатся брахиоподы и ругозы, среди которых определены типичные позднеэмские формы: *Conchidiella* cf. *pseudobaschkirica* (Tsch.), *Calceola sandalina* (Linn.) и др. Вверх по разрезу рифогенные известняки сменяются сначала неяснослоистыми детритовыми и затем перекрываются толщей плитчатых пелитоморфных окремненных известняков, содержащих фауну эйфеля-живета [94]: *Cupressocrinites* (?) cf. *crassus* Gold., *C.* (?) cf. *digitiformis* Milic. *Icriodus regularicrescens* Bult., *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Po. foliformis* Snig. *Bairdia* cf. *plicatula* Pol. Детритовые известняки содержат значительную примесь (до 15%) кварцевых зерен песчаной размерности, оолиты шамозита и мелкие брахиоподы. Оолиты округлой и овальной формы (0,3 - 1,6 мм) с концентрически зональным строением, обусловленным чередованием хлорита (шамозита), гидроокислов железа и доломита. Приведенный комплекс фауны свидетельствует о позднеэмско-живетском возрасте отложений, что соответствует материалам опорного разреза на р. Естовис за пределами листа [94].

Контакты с окружающими отложениями повсеместно тектонические. Видимая мощность выходов естовисской толщи здесь более 150 м.

### Девонская система. Верхний отдел.

**Большеелецкая толща** (D<sub>3</sub>be). Распространена на южном замыкании Енганэпэйской брахиантеклинали, где обнажается по р. Бол. Елец в районе ст. Береговая, руч. Лагерный и в многочисленных карстовых воронках. Один из полных разрезов толщи вскрыт буровым профилем вдоль руч. Юнковож. В районе ст. Береговая толща сложена светло-серыми каркасными водорослевыми известняками с инкрустациями, массивными онколитовыми известняками и вторичными доломитами по ним.

Онколитовые известняки сложены на 40-60% крупными (до 10 см) онколитами овальной формы. Цементирующая масса сложена мелко-среднезернистым доломитом, включает многочисленные обломки онколитов. Обычна доломитизация - до 50%. Из органических остатков здесь встречены конодонты *Polygnathus timanicus* Ovnat., *Po. foliatus* Bryant, *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung., *Pa. subrecta* Mill. et Joung и др. [94], характерные для верхов доманиковского-мендымского горизонтов. Оценка мощности отложений достаточно затруднительна из-за пологого залегания на периклинали и неравномерной обнаженности.

Фациально иной разрез, отвечающий, по всей видимости, склону межрифтового пролива или склону карбонатной платформы вскрыт буровым профилем вдоль руч. Юнко-вож (скв. 33). В основании разреза на закарстованных известняках верхнешервожской подсвиты с размывом залегает пласт (0,4-0,7 м) серых аргиллитов с повышенным содержанием глинозема. На них залегает пачка (36 м) сильно углистых вторичных доломитов, сменяющихся известняками с желваками черных кремней (12 м). Выше наблюдается мощная толща (93 м) однообразных углисто-глинистых известняков, в которую в нижней части (8 м от подошвы) вклинивается пачка (27 м) известняковых конглобрекций, которая содержит саргаевские конодонты *Polygnathus* cf. *breviliaminiformis* Ovnat.. Весь выше залегающий разрез, мощность которого более 220 м, представлен переслаиванием пачек (11-23 м) и отдельных пластов известняковых гравелитов и конглобрекций с серыми микрослоистыми известняками. Конглобрекции состоят из обломков преимущественно водорослевых известняков, а цемент почти нацело доломитизирован. Данная пачка охарактеризована многочисленными конодонтами верхов доманиковского- мендымского горизонтов *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung., *Pa. hassi* Mill. et Mull, *Pa. punctata* Hinde, *Pa. subrecta* Mill. et Joung и др. [94]. Общая мощность разреза склонового типа превышает 430 м.

Аналогичный разрез описан Г.А. Черновым [55] и А. И. Першиной [34] на р. Бол. Елец в 3,5 км выше ст. Елецкая. По палеонтологическим данным здесь выделены [34] все горизонты, начиная с кыновского и по аскынский включительно. Из фаунистических остатков указаны брахиоподы, строматопораты, ругозы, табуляты, гониатиты, составляющие в целом для толщи следующий характерный комплекс: *Schisophoria ivanovi* Tschern., *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern., *C. tenticulum* (Vern.), *Leiorhynchus pavlovi* (Müf), *Levigatella askynica* (Nal.), *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. calva*

Mark., *H. semiluciana* Nal, *Pugnus pugnus* Mart., *Crassialveolites obtortus* Lec., *Chlamidophyllum tabulatum* (Soshk.), *Tornoceras simplex* Buch., и др. С учетом всех вышеперечисленных данных возраст большеелецкой толщи принимается кыновско-аскынским. Верхняя граница с вылысхановейской толщей не обнажена. Проводится по появлению серых водорослевых ламинитов. Мощность большеелецкой толщи на всей площади ее развития более 430 м.

**Вылысхановейская толща** (D<sub>3</sub>vh). Имеет незначительное распространение на южном замыкании Енганэпэйской брахиантиклинали. Опорный ее разрез находится на р. Бол. Елец и представлен [34], [94] мощной толщей светло-серых и серых тонко-мелкозернистых известняков, часто доломитизированных, с пластами водорослевых известняков. Тонкозернистые известняки характеризуются слоистой, до сланцеватой текстурой, обусловленной тонким чередованием слоев микро- и тонкозернистого строения (ламиниты). Водорослевые известняки обычно толстослоистые, содержащие водоросли шаровидной формы, распределенные в породе неравномерно.

Из фаунистических остатков определены брахиоподы *Camarotoechia panderi* S. et M., *Cyrtospirifer* aff. *murchisonianus* (Kon.), *C. cf. archiaci* Murch., *C. julii* (Deh.), *Productella* cf. *herminae* Frech. и др. [34], [94], датирующие возраст толщи фаменом.

Перекрывающие отложения в районе не известны. По линии Вучвожского надвига толща тектонически перекрыта образованиями лекъелецкой свиты. По простиранию, в северо-западном и северо-восточном направлении, вылысхановейская толща сменяется "бахромчатой" толщей. Мощность более 280 м.

На юго-западном крыле Лёкъелецкой антиклинали ввиду недостаточной обнаженности на карте показаны **большеелецкая и вылысхановейская толщи нерасчлененные** (D<sub>3</sub>be-vh). При этом вылысхановейские образования вообще не обнажены и их развитие в составе данного литокомплекса лишь предполагается.

### **Сакмаро-Лемвинская СФЗ.**

#### **Западнолемвинская подзона**

Представлена глубокоководными (батиальными) карбонатно-кремнисто-терригенными отложениями со стратиграфическим диапазоном верхний кембрий - карбон. Основание разреза сложено терригенными породами манитанырдской серии (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>), теми же, что и в Бельско-Елецкой СФЗ, с некоторым отличием в строении верхней части. Средне-верхнеордовикские терригенно-карбонатные образования (качамылькская свита) имеют переходный облик, и только с верхов позднего ордовика собственно батиальные образования (S-C<sub>1</sub>) получают развитие (харотская, косвожская, лёкъелецкая, няньворгинская, воргашорская свиты). Завершается разрез граувакковым флишем кечьпельской свиты (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>).

**Качамылькская свита (O<sub>2-3</sub>кѳ).** Слагает небольшие по площади участки от р. Нияю на северо-востоке до увалов Качамыльк и р. Лев. Кечьпель в южной половине территории листа. Район

увалов Качамыльк является стратотипическим для качамылькской свиты [84], однако представительных разрезов свиты здесь нет. Наиболее протяженные ее разрезы наблюдались лишь в среднем течении р. Харота и верховьях руч. Петъвисшор [93], [94]. С учетом данных [138] на Качамылькской площади разрез свиты отчетливо трехчленный, в ее составе выделяются те же подсвиты, что и в хорошо изученных аналогичных разрезах Южнолемвинского района [140], [141].

Нижнекачамылькская (покойникшорская) подсвита (200-300) м сложена в нижней части белыми и серыми известковистыми песчаниками с прослоями органогенно-обломочных песчанистых известняков, содержащих фауну низов среднего ордовика (лланвирн): *Ingria* sp., *Lycophoria* sp., *Fascrinus* cf. *flabellatus* Yelt., *Cyclopentagonalis* sp., конодонтов *Drepanodus* aff. *suberectus* (Brans. et Mehl.) *D.* cf. *proteus* Lind., *Oistodus* cf. *lanceolatus* Pand. [94]. В верхней части развиты темно-серые песчанистые известняки с характерной "ребристой" поверхностью выветривания и петельчатые известняки. "Ребристость" образована за счет обогащения слойков песчанистым материалом (до 30%), которые чередуются со слойками относительно чистого известняка мелкозернистого и плотного. Петельчатую текстуру известнякам создают тонкие глинистые прослоечки, располагающиеся волнообразно.

Среднекачамылькская (пачешорская) подсвита (более 500 м) в нижней части (более 300 м) сложена зелеными известковистыми алевролитами с линзами песчанистых петельчатых известняков. Средняя ее часть (около 100 м) сложена зелеными кварцевыми песчаниками и алеврокварцитами. Верхняя часть (более 100 м) снова сложена зелеными известковистыми алевролитами. Из петельчатых известняков определены конодонты *Scandodus* aff. *memorabilis* Nas. [94].

Верхнекачамылькская (парнокская) подсвита (250-300 м) сложена темно-серыми песчанистыми и алевритистыми петельчатыми известняками с прослоями более чистых разностей с битым органогенным детритом. Мощность не менее 250-300 м. Охарактеризована карадокскими конодонтами *Dichognathus typica* Brans. et Mehl, *Drepanodus implanus* Nas., *D. suberectus* (Brans. et Mehl), *Falodus prodentatus* (Grav. et Ellis.), *Oistodus abundans* Brans. et Mehl, *Phragmodus flexuosus* Brans. et Mehl, *Scolopodus varicostatus* Sweet et Berg., *Subcordylodus* aff. *platynnensis* Brans. et Mehl, *Belodina* aff. *compressa* (Brans. et Mehl) [94].

Таким образом, на увалах Качамыльк присутствует (хотя и недостаточно полно обнаженный) практически весь разрез среднего ордовика.

В районе р. Нияю в единичных мелких выходах обнажены ребристые известняки нижней толщи, содержащие криноидеи и конодонты лланвирнского возраста [94]: *Pentagonopentagonalis* ex gr. *proximus* Yelt. et Stuk., *P.* ex gr. *comptus* Yelt., *Pygodus serrus* (Hadd.), *Eoplacognathus reclinatus* (Fahr.), *E. foliaceus* (Fahr.), *Amorphognathus* sp. и др.

Песчанистые и глинистые известняки (чистые разности встречаются редко) под микроскопом имеют пелитоморфную, порфиридовидную или алевропелитовую структуру [96]. Основная

криптокристаллическая карбонатная масса составляет 60-95% породы и, как правило, интенсивно перекристаллизована. Кварц в виде алевритовых зерен составляет от 5-20%, иногда 40%, глинистая составляющая - 2-15%, иногда присутствует углефицированная растительная органика в виде черного пылеватого вещества, битый раковинный детрит.

Песчаники и алевролиты имеют сходный облик, отличаясь размерностью кластической части. Некоторые их разновидности известковисты. Структура псаммоалевролитовая, алевролитовая и blastoalевролитовая. Состав преимущественно кварц-полевошпатовый или полевошпат-кварцевый, кроме того, присутствуют обломки пород, (до 10%) лейкоксена, апатита, турмалина, циркона. Цемент базальный, поровый или пленочный, глинистый или карбонатно-глинистый.

Возраст свиты принимается средне-позднеордовикским и обосновывается довольно многочисленными находками раковинной фауны и конодонтов, приведенными выше. При этом, хотя находки позднеордовикской фауны на территории листа не встречены, они имеются севернее, на р. Кара [61].

Нормальный стратиграфический контакт с перекрывающими углисто-кремнистыми сланцами низов харотской свиты на территории листа не наблюдался и повсеместно имеет характер тектонического отслоения. Однако, его первоначально нормальная природа очевидна по аналогии с районом Парнокского месторождения [139].

Общая мощность качамылькской свиты в районе достигает 950-1100 м.

**Харотская свита** (S-D<sub>1hr</sub>) как самостоятельное подразделение закартирована вдоль юго-восточного склона хр. Енганэпэ. В разрезе харотской свиты выделяются две подсвиты [138]: нижнехаротская (черносланцевая) и верхнехаротская (сланцево-известняковая).

**Нижнехаротская подсвита** (S<sub>1-2hr1</sub>) закартирована как самостоятельное на юго-востоке хр. Енганэпэ, где ее разрез описан по р. Лёк-Елец [94]. Начинается он слоями пелитоморфных микрослоистых известняков с линзами кремней и прослоями углисто-известковистых сланцев, залегающими на толще черных доломитов хантейской свиты. Для нижней части разреза (нижнесилурийской) основным компонентом являются углисто-глинистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы. А в целом разрез в отличие от других районов Лемвинской зоны характеризуется большим развитием известняков (микрослоистых, ленточно-слоистых, черных пелитоморфных, шламово-детритовых с градационной слоистостью, калькаренитов, ребристо-петельчатых), а также присутствием пластов известняковых брекчий в верхней (верхнесилурийской) части. Известняковые брекчии представляют собой [94] “хвосты” грубообломочных отложений рифового склона. Дистальная часть разреза несет признаки отложения в глубоководных условиях.

В низах подсвиты содержатся многочисленные отпечатки граптолитов плохой сохранности, из которых определены: *Monoclimacis* sp., *Monograptus* sp., выше по разрезу – криноидеи *Apertocrinus* cf. *apertus* Yelt. et Stuk., *Fascicrinus* sp., *Bystrovicrinus* cf. *compositus* (Yelt.), указы-

вающие на раннесилурийский (лландоверийский) возраст. В верхнесилурийской части разреза определены конодонты *Ozarkodina excavata* (Bran. et Mehl), *Spathognathodus inclinatus* Rhodes, *Polygnathoides siluricus* Bran. et Mehl, брахиоподы, *Lissatrypa* sp., *Nervostrophia* sp., криноидеи *Desmidocrinus macrodactylus* Ang., и др. лудловского возраста [94], [35]. Перекрываются отложения подсвиты лохковскими рифогенными известняками Большеусинского рифового массива. Мощность разреза нижней подсвиты здесь составляет более 390 м.

В других частях Западно-Лемвинской подзоны (руч. Маниташор, Косвож, Лёквож, р. Нияю, Харота и др.) нижнехаротская подсвита сложена черными плитчатыми фтанитами, углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами с линзами и прослоями темно-серых, черных известняков. Имеет мощность 150-180 м [94]. Фаунистически охарактеризована позднелландоверийскими и лудловскими граптолитами: *Oktavites spiralis* (Gein.), *Stromatograptus grandis* Suess, *Monograptus priodon* (Bronn.), *M. pandus* (Lapw.), *Pristiograptus* sp., *Bohemograptus* sp., *Neodiversograptus* sp. и др. [94]. В смежных районах Лемвинской зоны расчленяется до граптолитовых зон [80], [58], в связи с чем возраст подсвиты принимается лландоверийско-лудловским.

*Верхнехаротская* подсвита (50-80 м) включает в себя существенно карбонатную часть харотской свиты: петельчатые известняки и тонкогоризонтальнослоистые известняки, содержащие редкие пачки и прослои глинистых, углисто-глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев [81], [94], [138]. Характерные разрезы обнажены по р.р. Нияю, Харота, Лёк-Елец, руч., Лёквож, Косвож, в среднем течении р. Елец и ряде других выходов. Позднесилурийский возраст низов подсвиты обоснован находками граптолитов лудлова и позднего пржидолия в сланцевых прослоях среди известняков на р. Харота [81]: *Monograptus dibiens* Suess., *M. chudobine* Tschern., *Pristiograptus ludlowensis* Bouc., *P. gertrudae* Kor., *P. transgrediens* (Pern.) и конодонтов позднего силура в петельчатых известняках: *Spathognathodus inclinatus inflatus* Rhod. Верхняя часть подсвиты имеет раннедевонский (лохковско-раннеэмский) возраст, что обосновано находками конодонтов *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jaks., *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. ex gr. steinchornensis* Zieg., *Ozarkodina typica denckmanni* Zieg. и тентакулит в птероподовых петельчатых известняках [94]. Нижнедевонская толща птероподовых известняков весьма устойчива и является маркирующим горизонтом для всей Лемвинской зоны. Ее мощность, однако, в юго-восточном направлении сокращается, и в пределах Восточно-Лемвинской подзоны харотская свита приобретает однообразный черносланцевый облик во всем интервале от лландовери до нижнего эмса.

Верхняя граница подсвиты (как и в целом харотской свиты) с косвожской свитой в разрезе проводится по подошве первого слоя малиновых или зеленых филлитовидных сланцев. Общую мощность харотской свиты можно оценить в 200-250 м [138].

***Харотская и косвожская свиты нерасчлененные*** (S-D<sub>2</sub> hr-kv) закартированы вдоль восточного борта Нияюской депрессии, в южных предгорьях хребта Манитанырд и далее на юго-запад



вдоль долины р. Харота к увалам Качамыльк и до р. Лев. Кечьпель. В условиях тектонического расслоения всего палеозойского разреза обе свиты образуют единый пакет, вследствие чего они обычно картировались совместно [94], [138].

Строение и состав харотской свиты были охарактеризованы выше.

*Косвожская свита* (100-200 м) сложена малиновыми и зелеными филлитовидными птероподовыми сланцами и алевросланцами, содержащими в низах разреза прослой тонкопетельчатых и тонкослоистых известняков (или многочисленные линзочки конкреционных карбонатов), прослой эффузивных пород основного состава, вишневые кремнистые сланцы. В верхней части преобладают серые глинистые сланцы [61]. Стратотипический разрез находится на руч. Косвож [81], [94], кроме того свита хорошо обнажена по р.р. Елец, Харота, руч. Лёквож, Петьвисшор и др. Состав свиты относительно хорошо выдержан по простиранию. В северо-западном направлении образования косвожской свиты по-видимому замещаются одновозрастными образованиями лёквелецкой свиты, однако непосредственные фациальные взаимопереходы не наблюдались.

Раннедевонский возраст свиты определяется тентакулитами *Nowakia* ex gr. *barrandei* В.-Р., *N. cf. elegans* Barr., *Styliolina* ex gr. *nucleata* (Karp.) и др. и конодонтами эмса: *Polygnathus foveolatus* Phil. et Jaks., *Po. linguiformis linguiformis* Hinde, *Po. serotinus* Telf., *Po. foliformis* Snig. [41], [94].

Верхняя граница свиты (и соответственно харотской и косвожской свит нерасчлененных) проводится по подошве толщи черных углисто-кремнистых сланцев няньворгинской свиты, однако, контакт повсюду, где он наблюдался на территории листа - тектонизирован [94], [138].

Литолого-петрографические особенности основных пород харотской и косвожской свит.

Известняки глинистые «петельчатые» являются одним из самых характерных компонентов разреза. Цвет серый и светло-серый с голубоватым оттенком. Образована эта текстура извилистыми прожилками глинистого, кремнисто-глинистого вещества толщиной 0.1–3 мм, рельефно выступающими над выветрелой поверхностью известняка. На поверхностях напластования нижнедевонских разностей часто присутствуют многочисленные тентакулиты с размером в несколько миллиметров, для лудловских – характерны ортоцератиты. Под микроскопом характеризуются пелитоморфной или тонкозернистой структурой основной массой, в которую органические остатки погружены. Известняки черные микрозернистые в виде линз и тонких прослоев характерны только для нижней подсвиты харотской свиты.

Углисто-глинистые и глинистые черные сланцы характерны преимущественно для нижней подсвиты, но встречаются также в виде прослоев среди известняков в верхней подсвите харотской свиты. Под микроскопом структура их бластопелитовая или гранолепидобластовая., текстура сланцеватая. Глинистое вещество (90-95%) представлено гидрослюдой, серицитом, хлоритом; углистое вещество образует прерывистые нитевидные скопления.

Кремни и фтаниты: темно-серые до черных, массивные, грубоплитчатые, криптозернистые, крепкие, обычно катаклазированные породы, составляют линзы и прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1-2м, по простиранию переходят в глинисто-кремнистые плитчатые сланцы. Наиболее углистые разности нередко содержат отпечатки граптолитов. В кремнистых сланцах часты остатки радиолярий в виде округлых стяжений, выполненных халцедоном или микрозернистым кварцем. Под микроскопом сланцы характеризуются микрогранобластовой или микролепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Кремнистое вещество, сложенное агрегатами микрозернистого кварца, колеблется от 55-95%.

Малиновые и зеленые глинистые сланцы и алевросланцы - характерные литологические разности косвожской свиты. Мягкие, листоватые, с шелковистым блеском. Обычно присутствие многочисленных остатков тентакулит, располагающихся на плоскостях напластования. Под микроскопом филлитовидные сланцы являются обычными глинистыми сланцами, часто со значительной примесью алевритовых кварцевых зерен (до 10%). Глинистое вещество сложено рочешуйчатými гидрослюдой и хлоритом. Структура бламтоалевропелитовая или бластопелитовая. Малиновая и сургучно-красная окраска сланцев обусловлена тонкораспыленным гематитом.

Углисто-кремнистые сланцы харотской свиты характеризуются высоким содержанием  $P_2O_5$ , фтора, ртути, и ванадия. В известняках также отмечаются повышенные концентрации ртути,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , лития, фтора, марганца [94].

Дешифрируемость на АФС отложений харотской свиты неудовлетворительная.

Общая мощность харотской и косвожской свит нерасчлененных составляет 300-550 м.

*Лекъелецкая свита* ( $D_{1-2}lk$ ) развита только в северной части Западнолемвинской подзоны, в полосе, примыкающей к образованиям Елецкой СФЗ. Наиболее хорошо обнажена в среднем течении р. Лёк-Елец, район которой является для свиты стратотипическим [84]. Кроме того - по р.р. Нияю, Елец, руч. Лёкшор, вскрыта картировочными скважинами в Нияюской депрессии [94]. Представляет собой очень характерный, хорошо картируемый довольно однородный литокомплекс, сложенный серыми, стальными-серыми глинистыми и известково-глинистыми сланцами с большим или меньшим числом прослоев и линз детритовых, пелитоморфных и алевритистых известняков [35], [81], [84], [94]. Характерны сильная изоклиальная складчатость в виде мелкой гофрировки, кливаж, в связи с чем восстановление последовательности напластования конкретных пачек довольно затруднительно.

Фациальные изменения в составе свиты наблюдаются в пределах Нияюской депрессии [94], в северной части которой нижняя часть лекъелецкой свиты имеет сланцево-известняковый состав и представлена дробным переслаиванием известняков с глинистыми и известково-глинистыми сланцами. В известняках зачастую имеется фауна, иногда обильная: криноидеи, тентакулиты, кораллы, брахиоподы, конодонты. В этот разрез на р. Нияю вклиниваются рифогенные известняки

енганэяхинской толщи. Поэтому можно сделать о формировании отложений лекъелецкой свиты непосредственно к востоку от внешнего края мелкого карбонатного шельфа. Южнее, на рр. Лёк-Елец и Елец развит известняково-сланцевый разрез, сложенный преимущественно глинистыми сланцами с подчиненным количеством пелитоморфных, детритовых и органогенно-обломочных известняков с градационной слоистостью. Фаунистический комплекс наряду с другой фауной богат кораллами и брахиоподами, большая часть которых относится к рифолюбам и является перетолженной турбидными потоками с бровки мелкого шельфа.

По палеонтологическим данным в составе свиты выделяются толщи, относимые к эмскому (200-300 м) и эйфельскому и живетскому (70-100 м) ярусам [94]. Эмская часть охарактеризована брахиоподами, кораллами и конодонтами раннего и позднего эмса: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinatina ex gr. arimaspa* Eich., *Ivdelina ivdelensis* Khod., *Zdimir pseudobaschkirikus* (Tschern.), *Emmanuella ex gr. subumbona* (Hall.), *Thamnopora ex gr. reticulata* (Blain.), *Neostriphophyllum sp.*, *Xistryphyllum aff. sibiricum* (Bulv.), *Grypophyllum cf. salairicum* (Bulv.), *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jaks., *Po. foveolatus* Phil. et Jaks. и др., эйфельско-живетская - конодонтами *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. ex gr. varcus* Stauff., *Icriodus expansus* Br. et Mehl. В линзах органогенно-обломочных и детритовых известняков эмской части разреза свиты содержится комплекс брахиопод и кораллов, содержащий наряду с эмскими формами *Xystryphyllum gorskii* (Bulv.), *Uncinulus parallelepipedes* Bronn., *Stegerhynchus pseudolivonicus* (Barr.), *Ivdelina ivdelensis* (Rhod.) и др. большое количество пражских форм, таких как *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinatina comata* (Barr.), *Pugnoides (?) operosa* Khod., *Atrypa submala* Khod. и др [94], которые по всей видимости переложены дебрисными потоками со склона карбонатной платформы. М.А. Масловым и др. [96] на этом основании в составе свиты ошибочно выделялись отложения лоховского и пражского возраста.

Преобладающими породами свиты являются глинистые сланцы - серые и темносерые листоватые или тонкоплитчатые мягкие породы (легко царапаются ногтем). Под микроскопом характеризуются алевропелитовой структурой и микрослоистой текстурой. Основная масса глинистого или углисто-глинистого состава, с рассеянной кварцевой тонкоалевритовой примесью. Известково-глинистые сланцы - более толстоплитчатые и имеют желтовато-серый оттенок.

Среди известняков выделяются несколько разновидностей. Органогенно-обломочные и детритовые известняки мелко-среднекристаллические, темно-серого цвета с бурой корочкой выветривания. Характерно градационное распределение обломков фауны и детрита по крупности. Многие остатки фауны со следами разрушения от переноса. Пелитоморфные известняки темносерого цвета с синеватым оттенком, крепкие. Структура равномернозернистая. Присутствуют редкие остатки стилиолин. Алевритистые темно-серые известняки характерны прослоями в 0,5-2-5 см среди сланцев. Терригенная примесь (20-60%) представлена угловатыми кварцевыми зёрнами, неравномерно распределенными; цемент кальцитовый, микрозернистый.

На АФС известняково-сланцевые отложения лёкьелецкой свиты хорошо отличается от карбонатных отложений Елецкой СФЗ благодаря специфическому рисунку изображения, обусловленному характером растительности и солифлюкционными формами. Особенно хорошо дешифрируется граница свиты на южной периклинали хребта Енганэпэ.

Нижний контакт свиты нигде не вскрыт, но можно предположить согласное ее залегание на пражских петельчатых известняках харотской свиты, исходя из описания переходного разреза по р. Нияю, непосредственно за восточной рамкой листа [94]. Верхняя граница проводится по подошве, согласно перекрывающих ее глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с прослоями темно-серых известняков с кремнями няньворгинской свиты.

Мощность лёкьелецкой свиты от 400 [94] до 1000 м [138], но вероятнее всего больше.

**Няньворгинская свита** ( $D_3-C_{1nv}$ ). На территории Лемвинской СФЗ развита широко и практически повсеместно от верхнего течения р. Лёк-Елец до бассейна р. Кечьпель, обнажаясь в береговых обрывах рек и их междуречье [81], [84], [94], [138].

Свита сложена очень характерной толщей черных и пестроокрашенных радиоляриевых фтанитов, ленточных силицитов, фтанитоидов, яшмоидов, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями известняков с кремнистыми стяжениями. Легко узнается даже в небольших выходах. Полных и хорошо обнаженных разрезов свиты не наблюдается, но по совокупности разрезов на площади выделяются четыре пачки (снизу вверх) [138]:

- фтанитовая (50-100 м), представленная черными плитчатыми фтанитами, переслаивающимися с глинисто-кремнистыми черными сланцами;
- сланцево-кремнистая (до 100 м), сложенная серыми, зелено-серыми, черными кремнисто-глинистыми, кремнистыми сланцами и фтанитоидами;
- яшмоидная (100-150 м) наиболее легко узнаваемая и сложенная плитчатыми фтанитами, ленточными силицитами серого, голубовато-серого, зеленовато-серого и сургучно-красного цветов с единичными прослоями известняков, заключающих линзы кремней;
- известняково-кремнистая (30-40 м), сложенная черными плитчатыми кремнями и кремнистыми сланцами с прослоями массивных толсто плитчатых известняков с линзовидными стяжениями черных кремней.

Литолого-петрографические особенности основных разностей свиты нижеследующие.

Сланцы глинисто-кремнистые, кремнистые и фтаниты - плитчатые, полосчатые, микротонкозернистые породы. Сложены кремнистым веществом (кварц, халцедон – 55-90%), глинистым веществом и развитыми по нему гидрослюдами (до 40%). Красноцветные яшмовидные разности окрашены окислами и гидроокислами железа. Изредка в породе присутствуют карбонат, пирит, единичные зерна эпидота, цоизита, магнетита. В массивных плитчатых разностях обильны остатки

радиолярий и конодонотов. Текстура сланцеватая, полосчатая, линзовиднополосчатая, плейчатая. Структура алевропелитовая, пелитовая.

Сланцы кремнисто–глинистые, углисто–кремнистые, углисто–глинисто–кремнистые – тонкоплитчатые, тонкосланцеватые, тонкополосчатые породы. Состоят в основном из развитых по глинистым минералам гидрослюд (50-80%), кремнистого вещества (10-20%), частично углистого вещества (3-10%). Структура микролепидобластовая, пелитовая; текстура полосчатая, сланцеватая. Тонкая полосчатость создана чередованием светлых, существенно кремнистых и темных глинистых, углисто-глинистых микропрослоек толщиной 0.1–0.5 мм.

Известняки – серые, темно-серые, мелко–тонкозернистые, часто с линзовидными прослоями черных кремней. Состоят из кальцита (до 95%) с примесью зерен кварца, углистого вещества.

Характерным для свиты является повышенная марганцовистость яшмоидной пачки; в слоях марганцовистых фтанитоидов содержание Mn - от 0,7 - 1,8% и до 2,9 % [138].

Породы свиты охарактеризованы преимущественно конодонтами, которые хорошо заметны в сланцах на поверхностях напластования и содержатся также в известняковых прослоях. Самые древние из них (на территории листа) - конодонты мендымского горизонта франского яруса определены из сланцево-кремнистой пачки на руч. Воргашор: *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa. hassi* Mull. et Mull., и др., в яшмоидной пачке содержатся фаменские конодонты зоны "marginifera" - *Pa. distorta* Bran. et Mehl, *Pa. glabra acuta* Helms, *Pa. glabra lepta* Zieg. et Hudd., *Pa. marginifera* Helms и др., в самых верхах свиты установлены конодонты косьвинского горизонта - *Scaliognathus anchoralis* Bran. et Mehl, *Hindeodella segaformis* Bisch. и др.

С учетом данных по более южным районам Лемвинской зоны [108], [137] возраст няньворгинской свиты принимается в интервале кыновского горизонта позднего живета по косьвинский горизонт турне включительно.

Ранее (до находок конодонтов) предшествующие исследователи [10], [84], [96], ошибочно относили отложения няньворгинской свиты в районе к силуру, картируя их в составе харотской свиты, а также к чигимской свите (O<sub>2-3</sub>).

На АФС поля развития свиты характеризуются серым, светло-серым фототонном и тонкой полосчатостью подчеркивающей простираения пород [108].

Верхняя граница няньворгинской свиты имеет характер тектонического отслоения и проводится в большинстве разрезов района в основании кремнисто-карбонатной толщи с микрофауной позднего вие воргашорской свиты [15], либо (как на р. Яйю) в подошве толщи черных листоватых углисто-глинистых сланцев воргашорской свиты.

Общая мощность няньворгинской свиты составляет более 400 м [138].

**Воргашорская свита** (C<sub>1-3vr</sub>). Наиболее широко развита в районе нижнего течения р. Яйю, междуречье р.р. Яйю и Харота и по руч. Воргашор, где находится ее стратотипический разрез. От-

ложения свиты представлены углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, известняками, доломитами, известняковыми конглобрекчиями [15], [138]. По площади наблюдается значительная изменчивость, выражающаяся в различном соотношении в разрезе отмеченных выше разностей.

В западных разрезах, к каковым относится стратотипический разрез по руч. Воргашор на темно-серых известняках с прослоями черных кремней няньворгинской свиты залегают:

Пачка 1 (15 м). Известняки темно-серые частью окремненные, в верхней части с линзами и желваками кремней, известняковыми конгломератами, гравелитами, органогенно-обломочными и детритовыми известняками.

Пачка 2 (около 10 м). Доломиты темно-серые и серые массивные, участками с реликтовыми обломочными текстурами (типа мелкогалечных конгломератов),

Пачка 3 (10 м). Известняки темно-серые тонкоплитчатые с прослоями черных кремней.

Пачка 4 (5 м). Известняки криноидно-детритовые, прослоями мелкообломочные.

Пачка 5 (40 м). Аргиллиты и кремни черные и темно-серые с редкими прослоями окремненных известняков.

Пачка 6 (5 м). Известняки темно-серые, сильно окремненные, участками обломочные.

Пачка 7 (15 м). Полосчатые кремнистые породы с реликтовой структурой детритовых известняков.

Пачка 8 (100 м). Аргиллиты черные и голубовато-серые, кремни черные, кремнисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы.

Пачки 1-7 охарактеризованы верхневизейским комплексом микрофауны: *Archaediscus karreri* Brady, *A. krestovnikovi* Raus., *A. moelleri* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. baschkiricus* Krest. et Theod., *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *Pl. similis* (Raus. et Reitl.), *Omphalota omphalotis* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Tetrataxis angusta* Viss., *Eostaffella mediocris* Viss., *E. parastruvei* Raus. и др.

Пачка 8 здесь условно отнесена к среднему и верхнему (?) карбону. Общая мощность свиты в разрезе более 250 м.

К юго-востоку в бассейне среднего течения р.р. Харота и Яйю карбонатная составляющая в разрезе воргашорской свиты существенно редуцируется. В разрезе выделяются 4 пачки [138]:

Пачка 1 (6-12 м). Доломиты темно-серые и серые массивные, участками брекчиевидные.

Пачка 2 (3-10 м). Известняки органогенно-обломочные и детритовые, известняковые конглобрекчии с фосфоритовой галькой с фораминиферами *Pseudostaffella pava* Lee et Chen, *Ps. ex gr. gorskyi* (Dutk.), *Ps. cf. antiqua* Schl., *Parastaffella variabilis* Raus., *Profusulinella cf. prisca* (Dep.), *Pr. ex gr. rhomboides* Lee et Chen и др. *Plectogyra ex gr. mosquensis* Reit. и др., характерные для верхне-башкирского - московского ярусом [15], [48], [138].

Пачка 3 (20-30 м). Сланцы углисто-глинистые и углисто-кремнистые с прослоями бедных микрозернистых фосфоритов. Содержат радиолярии, створки остракод и пелиципод, мелкие аммоноидеи, в том числе *Agathiceras uralicum* Кагр. позднекарбово-раннепермского возраста [48].

Пачка 4 (30-100 м). Сланцы кремнисто-глинистые и алевролиты известковистые с редкими конкреционными линзами карбонатов, в которых на руч. Хароташор определены конодонты: *Streptognathodus exelsus* Stauff. et Plumm, *St. gracilis* Stauff. et Plumm. характерные для верхнего карбона [132].

Таким образом, мощность свиты в данном типе разреза около 150 м, причем основная часть является средне- позднекаменноугольной.

Разрезы свиты в нижнем течении р. Яйю отличаются развитием в ее основании мощной толщи (более 150 м) темно-серых глинистых сланцев.

В отличие от предшественников к воргашорской свите на основании литологического сходства нами отнесены выходы известняковых брекчий и конглобрекчий каменноугольного возраста в нижнем течении рр. Елец (против устья руч. Воргашор), Лек-Елец и на р. Уса (около д. Елец).

Возраст воргашорской свиты на основании выше приведенных фаунистических данных уверенно датируется в интервале позднего визе - позднего карбона. Однако толща черных сланцев в ее основании на р. Яйю, по-видимому, имеет ранневизейский возраст, так как залегает на известняках с кремнями няньвогинской свиты с турнейскими фораминиферами и по общегеологическим соображениям, скорее всего, коррелирует эпохе ранневизейского размыва на шельфе.

Литолого-петрографические особенности пород свиты нижеследующие [15].

Известняки отличаются разнообразием состава и структур. Породы толстоплитчатые или массивные, от серого до темносерого цвета, доломитизированные и окремненные. Наиболее часты скрытокристаллические разновидности. Под микроскопом они обнаруживают от пелитоморфной до тонкозернистой структуру, массивную, сланцеватую, иногда псевдобрекчиевую текстуру. Содержат примесь глинистого материала, включения углистого и рудного вещества, нередко кварца.

Известняки обломочные и органогенно-обломочные образуют маломощные прослои. Структура псаммитовая или гравелитовая. Обломочный компонент (от 20 до 60-80%) представлен слабоокатанными обломками пелитоморфного известняка, мелкозернистого доломита, обломками криноидей и водорослей. Цемент от базального до порового, представлен тонко-мелкозернистым агрегатом зерен кальцита с примесью глинистого и углистого вещества.

Доломиты - серые и темно-серые до черных породы с массивной или брекчиевидной текстурой. Под микроскопом имеют тонкозернистую мозаичную структуру. Состоит из зерен доломита и кварца (от 3-5% до 25%) с примесью глинистого вещества.

Известняковые брекчии р.р Лёк-Ельца и Усы состоят из крупнообломочного материала (размером не более 10 см., отдельные - до 40-50 см), состоящего из серых, реже светло-серых извест-

няков с преобладанием биогермных (водорослевые известняки), реже детритовых, цементированных мелкообломочным материалом. Окатанность обломков значительна, сортировка отсутствует. В детритовых обломках содержатся визейские фораминиферы.

Алевролиты - серые и темные плитчатые или рассланцованные породы. Под микроскопом обнаруживают бластоалевритовые структуры и имеют беспорядочные или сланцеватые текстуры. Состоят из обломков пород и минералов (45-60 %) и базального глинистого цемента. Обломки представлены кварцем (до 40%), полевыми шпатами (5-10%), кремнистыми сланцами, слюдой, сгустками лейкоксена, рудного и углистого вещества. В известковистых алевролитах цемент (25-30%) карбонатный или глинисто-карбонатный.

Кремни, глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы аналогичны описанным в няньворгинской свите.

Дешифрируемость отложений воргашорской свиты достаточно хорошая за счет верхней пачки, образующей во многих случаях положительные формы рельефа и отличающейся ярким белым фототоном [138].

Верхняя граница воргашорской свиты проводится по подошве темно-серых глинистых сланцев и полимиктовых песчаников кечьпельской свиты. В большинстве случаев этот контакт тектонизирован. Мощность воргашорской свиты от 150 до 250 м.

**Кечьпельская свита** (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>кр). Широкое распространение получила в центральной части южной половины листа XI, где слагает широкую (до 10-12 км) полосу, протягивающуюся от западной рамки через увал Качамыльк к северо-востоку и выклинивающуюся к северу от р. Елец. Обнажена по крупным водотокам района – р.р. Кечьпель, Харота, Яйю, Елец и в меньшей степени на водоразделах и их склонах. Состоит из ритмично переслаивающихся между собой серых полимиктовых песчаников, алевролитов и темносерых до черных аргиллитов. Такую перемежаемость можно видеть в каждом обнажении. Несколько преобладают песчаники и, особенно, аргиллиты. Пачки основных разновидностей пород свиты имеют мощность от сантиметров до 1-1,5 м, иногда до 3-5 м. Мощные пачки чаще всего содержат прослойки пород другой крупности зерна. Среди песчаников нередко встречаются конкреции глинистого состава, образуя конкреционные горизонты (0,2 - 0,3 м). На р. Хароте в составе свиты встречены [48] несколько маломощных прослоев детритового известняка. В целом комплекс пород свиты довольно характерен, легко картируется по характеру переслаивания, наличию растительных остатков и облику песчаников.

Песчаники представляют собой мелко-крупнозернистые массивные толсто-среднеслоистые, реже тонкослоистые породы с буроватой коркой выветривания. Под микроскопом [93] обнаруживают псаммитовую структуру и скрытослоистую текстуру. Обломочная часть породы составляет 90-92%; главным образом это кремнистые и глинистые породы, хлорито-слюдистые сланцы, реже обломки микрокварцитов, эффузивов и пигматитов. Из минералов - кварц, полевые шпаты, че-



шуйки слюды, зерна апатита, циркона, глауконита. Окатанность обломков различная; чаще - хорошо окатанные. Преобладающая фракция - 0,1 - 0,5 мм. Цемент (8 -10 %) преимущественно хлорито-серицитового состава микрочешуйчатый, иногда с мелкими растительными обрывками, окислами и гидроокислами железа.

Алевриты под микроскопом микрочешуйчатой, в сочетании с алевритовой, структуры и тонкослоистой, с элементами косолинзовидной, текстуры. В результате метаморфизма превращены в хлорито-алеvритовые сланцы, состоящие из 60% хлорита, 35% алевритового материала, 2-3% растительного шлама. Алевритовая часть представлена кварцем с примесью зерен плагиоклаза, апатита, чешуек слюды.

Аргиллиты превращены в хрупкие глинистые сланцы. Структура микрочешуйчатая, текстура микрослоистая и сланцеватая. Состоят из хлорита - 50-55 %, серицита - 25-30 %, кремнистого вещества - 10 %, алевритового материала (в основном, зерна кварца, чешуйки мусковита и хлорита) - 2 % и в незначительном количестве углефицированного растительного шлама.

Содержание элементов-примесей в общем практически одинаково с литологически сходными породами нижней перми Предуральской СФЗ за исключением хрома, содержание которого на порядок ниже [94].

На АФС в районах с маломощным четвертичным покровом кечьпельская свита выделяется серым и светло-серым фототонном и тонкополосчатым рисунком фотоизображения.

Следует также отметить факт увеличения плотности флишоидных отложений кечьпельской свиты по направлению с запада (с 2, 30 г/см<sup>3</sup> в скважине ЕК-30) на восток (до 2, 65 г/см<sup>3</sup>), по мере приближения к складчатым структурам Урала.

Среди многочисленных неопределимых остатков флоры предшественникам [84] удалось найти лишь остатки *Paracalamites sp.*, *Noegerrathiopsis sp.*, *Samaropsis sp.* пермского возраста. Из фаунистических остатков в кечьпельской свите на территории листа обнаружены конодонты смешанного (переотложенного) комплекса из прослоев детритового известняка на р. Хароте [48], из которых определены раннекаменноугольные, средне-позднекаменноугольные и пермские формы: *Gnathodus typicus* Coop., *G. semiglaber* Bisch. (C<sub>1</sub>), *Idiognathodus delicatus* Gunn., *Idiognathoides sinuatus* Higg. et Holl., *Streptognathodus cf. sinuosus* Ell. et Grav., *Gondolella cf. bella* Stauff. et Plum. (C<sub>2-3</sub>), *Neostreptognathodus sp.*, *Streptognathodus postfusus* Cher. et Resch. (P<sub>1</sub>). С учетом приведенных данных и по залеганию свиты на образованиях воргашорской свиты (C<sub>1-3</sub>) возраст кечьпельской свиты принимается позднекаменноугольным-раннепермским. Верхняя возрастная граница свиты определяется косвенным путем и считается заведомо докунгурской [41]. Мощность свиты более 1000 м.

### Восточно-Лемвинская подзона

Отличается развитием практически бескарбонатных терригенно-кремнистых осадков. Здесь выделяются шесть литостратонов: погурейская, грубеинская свиты, грубеинская свита и нижне-харбейшорская подсвита нерасчлененные, черногорская серия, яйюская и райизская свиты.

*Погурейская свита* ( $E_3-O_1pg$ ) обнажается в ядрах антиклиналей и тектонических блоках среди отложений грубеинской свиты на предгорных возвышенностях Яймыльк, Пайермыльк. Представительные разрезы свиты вскрываются в каньоне руч. Дорожного, стекающего к северу с перевала Хараматалоу, а также на южных склонах г. Монталор; хорошие обнажения конгломератов дают гребни водораздельных гор в верховьях левого притока руч. Дорожного. Полоса отложений погурейской свиты фациально неоднородна и делится на 2 части – северо-восточную и юго-западную (соответственно разрезы по руч. Дорожному и г. Монталор).

Фациальный облик свиты в северо-восточной части определяется мощными (50-200м) линзами конгломератов вулканомиктовых и полимиктовых, залегающих в алевро-песчано-сланцевом разрезе. По простиранию свиты конгломераты сменяются гравелитами, песчаниками и алевропесчаниками аналогичного состава. Вверх и вниз по разрезу свиты (от конгломератов) гравелиты и песчаники через переслаивание сменяются алевропесчаниками, алевросланцами и сланцами серицит-кремнистыми, глинисто-кремнистыми зелено-серого, темно-серого цвета, а также углито-кремнистыми сланцами. Мощности их прослоев от десятков сантиметров до десятков метров. Конгломераты разногальчниковые зелено-серого цвета, насыщенные обломочным материалом (50-80%) двух разновидностей: 1) Обычно доминируют в конгломератах слабо окатанные до уплощенно-угловатых обломки (0.5-10см) зеленокаменно измененных афировых базальтов, пироксеновых и плагиоклазовых микропорфиритов, девитрифицированного вулканического стекла, спилитов, туфогенных алевросланцев, углито-кремнистых сланцев и кремней, изредка - кварцевых плагиопорфиров. Вулканомиктовый материал составляет основную массу галек и определяет характер конгломератов. 2) Дальнепринесенные гальки, субстрат для образования которых на изученной площади не устанавливается, либо проблематичен [108]. Эти гальки, как правило, несколько крупнее (1-20см) первых и выделяются своей округлой, окатанной формой, заметной на выветрелой поверхности конгломератов. В их составе - кварциты, плагиограниты, краснокаменно измененные габбродолериты офитовой структуры, серовато-белый жильный кварц, изредка - зерна прозрачного кварца. Цемент конгломератов песчано-сланцевый, алевросланцевый серицит-хлорит-кварц-альбитового состава с примесью карбоната, лейкоксена, рутила.

Контакты свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями в разрезе по руч. Дорожному тектонически сорваны. С породами грубешорской свиты погурейская свита здесь контактирует алевросланцевой пачкой (мощ. 40-60 м), в которой обособляется линзующейся горизонт карбонатных алевросланцев мощ. до 5-7 м, насыщенный прослойками и линзочками желтовато-

серых известняков. В них по руч. Дорожному у перевала Хараматалоу собраны брахиоподы *Alimbellidae* gen. et sp. indet., *Eoorthidae* gen. et sp. indet., *Altorthis* sp. позднекембрийско-тремадокского возраста, здесь же выявлены *Tritoechia lermontovae* Lessn. [94], *Altorthis kinderlensis* Andr., *Alimbella* sp. тремадокского возраста, фораминиферы *Blastommina inflata* E. Byk., *B. vulgaris* E. Byk., *Ordovicina oligostoma* Eisenack., *Serginella* cf. *scabruma* Pronina и др., обломки *Echinoidea*, *Crinoidea*. У контакта с филлитами грубеинской свиты, в верхней надконгломератовой песчано-сланцевой части разреза определены конодонты колнабукского горизонта тремадока *Acodus tetraedron* Lind., *Drepanodus* cf. *proteus* Lind., *Scandodus furnischi* Lind., *Falodus* sp. [108].

Разрез юго-западной части поля погурейской свиты характеризуется [108] олигомиктовым характером дальнепринесенной терригенной составляющей и элементами турбидитного строения. В основании разреза свиты залегает горизонт лиловых, зелено-лиловых конгломератов мощностью 1-5 м. Конгломераты разногалечниковые, гальки хорошо окатанные, размером 1-20 см, дальнепринесенные; в них встречаются краснокаменно измененные базальты и долериты офитовой структуры, кварциты лилового, вишнево-красного цвета, а также (гораздо реже) кирпично-красные алевросланцы и кварц. Цемент конгломератов песчано-сланцевый, алевросланцевый, того же лилового цвета за счет присутствующего в нем гематита. Местами размерность обломочной фракции уменьшается и порода переходит в гравелит и песчаник.

Над конгломератами залегает мощная (до 500 м) пачка сланцев углисто-кремнистых, углисто-серицит-глинисто-кремнистых, алевросланцев углисто-серицит-кварцевых. Она насыщена многочисленными прослоями песчаников кварцевых кварцитовидных мелко-среднезернистых, серых (на выветрелой поверхности белесых) мощностью 0.5-20м; песчаники составляют 10-20% разреза пачки; обломочная фракция их хорошо окатанная, помимо кварца в ней присутствуют редкие зерна альбита и микроклин-пертита; цемент серицит-кварцевый (с примесью карбоната, лейкоксена), поровый базальный. В средней части этой пачки, на юго-западном склоне г. Монта-лор в алевросланцах встречены линзочки серых известняков, мощ. до 10 см с трилобитами *Asaphidae* gen. et sp. indet., *Euloma* sp. indet., *Nileus* sp. indet., *Hystricuridae* gen. et sp. indet. нижнего ордовика, а также неопределенными брахиоподами и мшанками [108]. Перекрывают песчано-сланцевую пачку пестрые филлиты грубеинской свиты, контакт этот обычно сорван.

Небольшой выход валунных конгломератов и песчаников погурейской свиты известен также в районе г. Пайермыльк [93], [96], [130]. Галька и валуны конгломератов представлены риолитами, основными эффузивами, кремнями, кварцем. Цемент (10%) песчано-глинистого состава. Песчаники темно-серые кварцевые, массивные и толстослоистые. Мощность песчаниково-конгломератовой толщи около 50 м. Границы с окружающими отложениями тектонические.

В районе горы Яймыльк свита слагает ядро антиклинальной структуры и представлена [94] средне-крупнозернистыми известковистыми песчаниками более высоких ее горизонтов по сравне-

нию с первыми разрезами. Собрана фауна *Altorthis* sp., *Tritoechia* sp., *Medessia* sp., *Pentagonocyclicus* ex gr. *callariformis* Yelt., *Cyclocyclicus* sp. тремадокского возраста. Здесь наблюдается, судя по высыпкам, постепенный переход известковистых песчаников погурейской свиты к алевро-сланцевым отложениям грубеинской свиты. Мощность этой части разреза около 200 м.

Нижняя граница свиты в районе не наблюдалась и, по всей видимости, повсеместно тектоническая. Верхняя граница с грубеинской свитой проводится по подошве первой сверху пачки зеленовато или лиловато-серых филлитов.

Верхний возрастной предел свиты фаунистически определен поздним тремадоком; позднекембрийский возраст низов свиты принимается по аналогии с ее стратотипическим районом, где определены брахиоподы и конодонты позднего кембрия [43], [80].

Видимая мощность свиты составляет по району 200-560 м.

**Грубеинская свита** ( $O_{1gr}$ ). Распространена в южной половине территории листа, к северу от Уральского водораздела, протягиваясь в форме узких (0,5-4 км) тектонических пластин от верховий р. Лев. Кечьпель в северо-восточном направлении до верховьев р. Елец. Обнаженность свиты неравномерная, коренные выходы наблюдаются только в бортах наиболее глубоко врезанных ручьев (Сред. Кечьпель, Хароташор, Нангытьюган, Лёквож, Янасшор и др.). Полного разреза не установлено, наиболее представительные разрезы свиты наблюдаются по левому притоку руч. Дорожного [108] и в верховьях р. Елец [94].

В соответствии с Легендой [137] к грубеинской свите на исследуемой площади отнесены отложения, отвечающие первоначальному объему филлитовой (грубеинской) свиты К.Г. Войновского-Кригера [84]. Строение и состав свиты довольно однообразны. Для нее характерно ритмичное переслаивание зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных, серо-фиолетовых филлитовидных сланцев, алевролитистых глинистых сланцев, алевролитов и алевропесчаников. Алевролиты и мелкозернистые песчаники тесно связаны со сланцами, образуют среди них тонкие прослойки (первые см) и пакеты в несколько десятков сантиметров. Отдельные интервалы разреза (до 100 м и более) нацело сложены породами только зеленого или лилового цвета. Окраска лиловых разностей обусловлена тонкораспыленным гематитом, зеленых - повышенными содержаниями хлорита и эпидота. Породы нередко рассланцованы поперек первоначальной слоистости, параллельно кливажу осевой плоскости. Характерный пестроцветный облик филлитов позволяет достаточно уверенно диагностировать отложения грубеинской свиты даже в небольших развалах.

Восточная полоса образований свиты представлена исключительно пестроцветными (лиловыми и зелеными) филлитами и филлитовидными алевролитовыми сланцами. В западной полосе больше алевролитов и, кроме того, с грубеинской свитой здесь тесно связана толща зеленых алевролитов, песчаников и сланцев нижнехарбейшорской подсвиты. В связи с этим в западной полосе обе свиты картируются нерасчлененными. Своеобразная окраска филлитов грубеинской свиты оп-

ределяется наличием в их составе тонкозернистого хлорита (зеленые тона) и гематита (лиловые, кирпично-красные цвета) и соотношением этих минералов–красителей; содержание каждого из них может достигать 7–10% [108]. Цвет пород стратиграфически не выдержан, и какой-либо закономерности в распределении цвета по породам свиты от района к району также не выявлено. Породы состоят из серицита (60-80%), альбита, кварца, хлорита(гематита) (5–30%); сероцветные разности содержат примесь углистого вещества (не более 3–4%) в виде микропрослоек и включений; редко присутствуют стильпномелан, гидрослюды железа, карбонат и эпидот. Структура филлитов микролепидогранобластовая, реже пелитовая и алевропелитовая; породы очень тонкозернистые до криптозернистых.

На АФС выделится светло-серым фототонном, тонкой линейностью и обилием разрывов [108].

Органические остатки на территории листа в грубеинской свите не выявлены. Раннеордовикский (поздний тремадок - ранний арениг) возраст ее принимается на основании стратиграфического положения в разрезе между погурейской свитой и черногорской серией, для низов которой [94], [108] характерны среднеордовикские (лланвирн–лландейло) конодонты, а также по аналогии с более южными районами, где она охарактеризована сборами конодонтов и граптолитов [137].

Верхняя граница свиты в пределах центральной и юго-восточной полос выхода проводится по исчезновению лиловых разностей пород и появлению черных углисто-кремнистых сланцев низов черногорской серии. В зоне перехода обычно наблюдается пачка (10-20 м), содержащая породы, характерные для обеих подразделений [93], [108], [130]. Нормальные соотношения грубеинской свиты и черногорской серии установлены на руч. Голубой, Алкашор, Дорожный [108], Нови-соим, р. Яйю и др. Однако чаще данная граница совпадает с плоскостью досклататого шарьяжа, благодаря чему в псевдо согласных отношениях с грубеинской свитой нередко наблюдаются углисто-кремнистые сланцы и фтаниты няньворгинской свиты. Достоверно оценить полную мощность отложений грубеинской свиты затруднительно. Наиболее широкие и устойчивые по ширине полосы филлитов в крайней восточной части их развития достигают мощности 800-1000м [108].

***Грубеинская свита и нижнехарбейшорская подсвита нерасчлененные (O<sub>1gr-hš</sub><sub>1</sub>).*** Полоса развития данного литокомплекса протягивается от г. Вонкурьюган через г. Янаскеу к увалу Яймыльк и далее до восточной рамки листа (руч. Хребетшор). Ранее эти отложения относились здесь к западному подтипу разреза грубеинской свиты [84], или по преобладанию алевролитов в терригенно-сланцевом разрезе ордовика западной полосы выделялись как харбейшорская свита [94]. Однако на самом деле, хотя в данной полосе выходов и преобладают зеленые алевролиты и песчаники, характерные для нижнехарбейшорской подсвиты (например в р-не г. Яймыльк), в ней отмечаются и поля элювиально-делювиальных развалов пестроцветных зеленых и лиловых алевропелитов.

литов грубеинской свиты (р-н г. Янаскеу). Поэтому данная полоса закартирована нами в качестве нерасчлененных образований.

Части разреза, сопоставляемые с грубеинской свитой, аналогичны вышеописанным.

*Харбейшорская свита* представлена на листе, в отличие от Южнолемвинского района [136] только своей нижней подсвитой, так как ее верхняя часть фациально замещена здесь моллюдшорской свитой черногорской серии. К нижнехарбейшорской подсвите относятся преимущественно зеленоцветная толща, представленная ритмичным переслаиванием серицит-хлоритовых сланцев, алевролитов, мелкозернистых песчаников. При этом в ее разрезе существенно преобладают зеленые кварцевые массивные или слоистые алевролиты, чередующиеся слоями в 10-40 см, с зелеными, серыми алевритовыми сланцами, образующие пачки в десятки метров. Под микроскопом породы представляют собой в основном кварцевые алевролиты с хлоритовым, глинисто- или серицит-хлоритовым цементом с участием карбоната [84]. Непосредственных контактов грубеинской и харбейшорской свит в коренном залегании на площади не встречено.

Дешифрируемость литокомплекса хорошая [138], так как он формирует возвышенные участки рельефа и на АФС отличается светло-серым фототонном и полосчатым рисунком.

Возраст выделяемого литокомплекса определяется залеганием его между фаунистически охарактеризованной погурейской свитой и черногорской серией, содержащей в низах фауну ллан-вирна и принимается позднекремадокско-аренигским.

Верхняя граница с породами черногорской серии проводится по подошве первого слоя черных кремнистых сланцев. Контакт по элювиальным развалкам кремнистых сланцев и зеленых алевропесчаников, алевритистых сланцев наблюдался на правом берегу руч. Янас-шор.

Мощность литокомплекса составляет более 1500 м, хотя достоверно ее оценить трудно, породы смяты в складки и плохо обнажены.

**Черногорская серия** ( $O_2-C_1\check{c}g$ ). Впервые выделена П.М. Кучериной у г. Черная [43]. В пределах листа объединяет черносланцевые образования с редкими прослоями черных кварцевых песчаников, залегающие между терригенно-сланцевыми отложениями грубеинской свиты и нижнехарбейшорской подсвиты нерасчлененных и флишоидной толщей яйюской свиты. В ее состав фактически входят образования моллюдшорской ( $O_{2-3}$ ), харотской ( $S-D_1$ ), пагинской ( $D_{1-2}$ ) и нянь-воргинской ( $D_3-C_1$ ) свит, которые самостоятельно здесь не могут быть выделены из-за мелкочешуйчатого строения района и внешнего литологического сходства кремнистых частей разреза [137]. Прежде в районе они картировались как чигимская ( $O_{2-3}\check{c}g$ ) [10], [96], [93], [130], [108], моллюдшорская ( $O_{2-3} m\check{s}$ ) [94] свиты или нангытьеганский комплекс ( $O_2-C_1nj$ ) [138]. Черногорская свита картируется в виде узких полос между полями развития грубеинской и яйюской свит. Обнаженность достаточно слабая, преимущественно в развалах и мелких коренных выходах.

Среднеордовикская часть разреза серии, отвечающая по объему моллюдшорской свите, сложена серыми, темно-серыми до черных углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми плитчатыми сланцами с линзами и прослоями темно-серых кремней и имеет нормальные стратиграфические взаимоотношения с подстилающими отложениями. В районе верхнего течения рр. Яйю - Нангытьеган они прослеживаются по подножию высот, сложенных вулканогенными толщами грубешорской свиты и отделяются от этих толщ полосой (300–400 м) филлитов грубеинской свиты. Из прослоев кремнистых сланцев здесь определены ордовикские (лланвирн-лландейло) конодонты: *Oistodus cf. lanceolatus* Pand., *Periodon aculeatus* Hadd., *Falodus prodentatus* Grav. et Ell., *Drepanodus* sp. [94], [108]. Силурийско-среднедевонская часть, отвечающая харотской и пагинской свитам, сложена черными углисто-кремнистыми сланцами (нередко с радужной побежалостью) и черными плитчатыми фтанитами с прослоями и линзами типично пагинских черных кварцевых песчаников и глинистых серых известняков с характерной «мелкопетельчатой» текстурой (руч. Дорожный) [108]. Мощность прослоев не превышает первых метров. В черных кремнях среди углисто-кремнистых сланцев выявлены радиолярии силурийского–раннедевонского возраста *Spiromma* sp., *Rhodospira* sp., *Spirosa* sp., *Zioentactinia* sp. [108]. Здесь же присутствуют неопределимые конодонты. В таком же разрезе несколько севернее, на водоразделе руч. Дорожного и Янасшора в линзочке известняка темно-серого выявлен конодонт *Spathognathodus cf. eosteinhornensis* Wall. пржидольского возраста [108].

Литолого-петрографические особенности пород черногорской серии следующие.

Углисто-глинистые сланцы состоят в основном из глинистого вещества, серицита (иногда до 45-50%), хлорита (8-10%), углистого вещества (1-10%). Текстура сланцеватая, структура бластопелитовая, бластоалевритовая. Сланцы углисто–глинисто-кремнистые и кремнистые темно-серые до черных, тонкозернистые, тонкоплитчатые до листоватых, тонкополосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием светлых и темных разностей кремнистого вещества. Состоят из кремнистого вещества (70-90%), тонко переслоенного микропрослойками (составляют 10-20% пород) углисто–глинистого состава, мощностью до 0.5 мм; изредка встречаются тонкообломочные кварц, серицит, альбит, единичные зерна карбоната.

Кремни и фтаниты: темно-серые до черных, массивные, грубоплитчатые, криптозернистые, крепкие, составляют линзы и прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1-2 м.

Песчаники кварцевые кварцитовидные серого, темно-серого до черного цвета, мелкозернистые, массивные, неяснослоистые, Породы мономинеральные, состоят из хорошо окатанных зерен кварца (99-100%), сцементированных поровым кварцевым же цементом.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольная часть разреза, отвечающая няньворгинской свите, сложена серыми, зеленовато-серыми, черными полосчатыми фтанитами, кремнистыми сланцами различной окраски и углисто-кремнистыми сланцами, содержащими прослои и линзы серых из-

вестняков. Отложения няньворгинской свиты почти не образуют непрерывных разрезов, а обнажаются в виде небольших фрагментов с почти повсеместно тектоническим ограничением среди пород других свит. Наиболее полный разрез данного интервала, мощностью несколько более 300 м, вскрывается на правом берегу руч. Вонкурьюган [108]. Кроме того, эти образования известны в районе верхнего течения р. Хароты, в бассейне руч. Дорожный, Янасшор, Нангытъеган, Новисоим. В сланцах и прослоях известняков содержатся конодонты, возраст которых позднедевонский, от франского (доманик-мендым) до позднефаменского века: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et Young., *Pa.* cf. *proversa* Zieg., *Pa. subperlobata* Bran. et Mehl., *Pa.* aff. *triangularis* Sann., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. glabra acuta* Helms., *Pa. marginifera* Zieg., *Pa. gracilis sigmoidalis* Zieg. и мн. др. [108], [110].

Литолого-петрографические особенности пород няньворгинской свиты нижеследующие:

Сланцы глинисто-кремнистые, кремнистые и кремни плитчатые, полосчатые, тонко-крупнозернистые породы. Сложены они частично раскристаллизованным кремнистым веществом (кварц, халцедон – 55-90%), глинистым веществом и развитыми по нему гидрослюдами (до 40%). Красноцветные яшмовидные разности окрашены окислами и гидроокислами железа. Изредка присутствуют карбонат, пирит, ед. зерна эпидота, цоизита, магнетита, остатки радиолярий. Текстура сланцеватая, полосчатая, линзовиднополосчатая, плейчатая. Структура пелитовая.

Сланцы углисто-глинистые, углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, темно-серые до черных тонкоплитчатые и тонкосланцеватые породы. Состоят в основном из гидрослуд (50-80%); второй обязательный компонент - частично раскристаллизованное кремнистое вещество (10-20%) и углистое вещество (3-10%). Структура микролепидобластовая, пелитовая; текстура полосчатая, сланцеватая. Тонкая полосчатость создана чередованием светлых, существенно кремнистых и темных глинистых, углисто-глинистых микропрослоек толщиной 0.1–0.5 мм.

Известняки – серые, темно-серые, мелко-тонкозернистые, местами рассланцованные, часто с характерными прослоями черных кремней. Состоят из кальцита (до 95%) с примесью зерен кварца, углистого вещества.

На АФС участки развития черногорской серии характеризуются серым, темно-серым фототонном, тонкой линейностью простирания пород и широким распространением делювиально-солифлюкционного чехла [108].

Верхняя граница с яйюской свитой проводится по появлению песчаников полимиктовых известковистых в основании толщи карбонатно-терригенно-черносланцевых пород.

Возраст черногорской серии на основании приведенных выше фаунистических определений принимается в диапазоне средний ордовик - ранний карбон. Следует отметить, что стратиграфический диапазон черногорской серии отчасти дискусионен, и вопрос о возрасте ее нижней границы остается открытым [43], [108]. Общая мощность черногорской серии составляет 400-600 м.



**Яйюская свита** ( $C_{1-3jj}$ ). Развита в полосе северо-восточного простираения области предгорий, от р. Сред. Кечь-пель до верховьев р. Елец и далее за пределы листа. Обнаженность свиты плохая, большая ее часть перекрыта четвертичными образованиями. По составу свита имеет достаточно характерный облик и сложена на территории листа черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (в преобладающем количестве), полимиктовыми известковистыми песчаниками, реже встречаются известняки и алевролиты. Обычно эти образования занимают пониженные участки рельефа с плоскими водоразделами, покрытыми мелкой щебенкой черных сланцев. Наиболее полно свита представлена по р. Вонкурьюган, где фрагментарными обнажениями и горными выработками вскрыт [110] характерный ее разрез (около 650 м). В целом для разреза характерно присутствие в низах преимущественно черносланцевых толщ: черных тонкоплитчатых кремнисто-глинистых сланцев, алевроглинистых сланцев с подчиненным количеством прослоев песчаных известняков, и известковистых песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В незначительном количестве присутствуют доломитистые известняки. В нижней части установлена [110] пачка баритизированных пород, мощностью 50 м.

Литолого-петрографические особенности пород свиты нижеследующие.

Сланцы кремнисто-глинистые, углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые темно-серые до черных, тонкоплитчатые, линзовидно-полосчатые, микроплойчатые породы. Сложены глинистым материалом (гидрослюды, 70-80%), кремнистым (10-15%) и углистым (обугленный растительный сор до 10%) веществом. Отмечаются редкие зерна кварца, серицита, пирита, хлорита, рутила, гидроокислов железа.

Песчаники серые, темно-серые, зеленовато-серые, плитчатые, средне-мелкозернистые, часто известковистые. Плотные, иногда с бурой корочкой выщелачивания железисто-известковистого цемента. Полимиктовые, реже олигомиктовые; кластический материал представлен глинисто-кремнистыми, слюдисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, реже глинистыми и серицитовыми сланцами; единичны зерна микрокварцитов, эффузивов основного и кислого состава. Среди обломков преобладают кварц (5-30%), полевой шпат (до 50%), реже встречаются турмалин, серицит, мусковит, хлорит, апатит, биотит, циркон, магнетит, сидерит, пирит, рутил, сфен, ильменит, стильномелан, лейкоксен, гематит. Зерна плохой и средней окатанности, хорошей и средней сортировки. Цемент поровый кремнисто-глинистый, карбонатно-серицитовый (3-20%); в известковистых песчаниках до 40% карбоната. Текстура пород сланцевая, массивная. Структура псаммоалевритовая, алевролитовая.

Редкие в разрезе кварцевые песчаники имеют кварцитовидный облик. По текстурно-структурным особенностям не отличаются от полимиктовых. Состав: кластический материал, преимущественно кварцевый (80-95%), цемент (5-20%), углистое вещество (доли%-5%).

Алевролиты по составу аналогичны песчаникам. Структура алевролитовая, пелитовая. Текстура сланцевая. Цемент кремнисто-глинистый, реже известковистый.

Известняки серые, темно-серые, песчанистые, мелкозернистые. Текстура сланцевая, массивная, реже брекчиевидная. Состоят из кальцита (до 93%). Обломочный материал (5-15%) представлен зернами кварца, плагиоклаза, изредка стильпномелана, пирита, гематита, рутила, цеолина, апатита, хлорита, обломками кремнистых сланцев. Участками отмечаются углистые разности и водорослевые известняки. Баритизированные известняки доломитистые состоят из барита (5-60%), кальцита (5-60%), доломита (3-5%), присутствуют зерна альбита и пирита.

Из фаунистических остатков в породах свиты определены только фораминиферы московского возраста и конодонты. В правом борту руч. Дорожного содержатся конодонты *Gnathodus* cf. *gyrti* Hass. раннекаменноугольного (визейско-серпуховского) возраста [108], на р. Елец, в верхнем течении [132] - позднекаменноугольные конодонты *Gondolella* cf. *foliosa* Chern. et Resh., *Idiognathoides* sp., *Streptognathodus* sp., а также смешанные комплексы со среднепозднекаменноугольными конодонтами и со смесью конодонтов раннего, среднего и позднего карбона: *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Neognathodus* sp., *Idiognathodus sinuosus* Ell. et Grav., *Streptognathodus exelsus* Stauff. et Plum., *S. gracilis* Stauff. et Plumm., *Gondolella* cf. *bisseli* Clark et Behn. Таким образом, возраст яйюской свиты, как и у фаунистически охарактеризованных ее толщ в других районах, подтверждается в интервале от позднего визе по поздний карбон включительно.

На АФМ площади развития свиты отличаются темным фототонном с отдельными участками линейно-пятнистого рисунка, который соответствует сложенным сланцами высоткам.

Отложения яйюской свиты венчают в этом районе разрез палеозоя, перекрывающие отложения неизвестны. Мощность свиты в пределах площади листа не менее 1000м [138].

**Райизская свита** (C<sub>1rj</sub>). В пределах листа распространена от верховьев р. Елец к северо-востоку, вдоль подножия массива Рай-Из. Хорошо изученный опорный разрез свиты находится за пределами площади листа [94], [108], [132]. В верховьях р. Елец серия длинных выходов свиты имеется на небольшом ручье, в 2 км к западу от г. Шлем. Свита имеет весьма характерный состав и сложена в основном двумя компонентами: темно-серыми, черными углисто-глинистыми сланцами и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками (граувакками), дающими переходы в гравелиты и (реже) мелкогалечные конгломераты. Эти породы многократно переслаиваются в разрезе пачками в несколько десятков метров, преобладают то сланцы, то песчаники. Среди сланцев встречаются небольшие прослои алевролитов, часто известковистых, песчаников известковистых и, в единичных случаях, маломощные прослои серых глинистых известняков. Местами в этом переслаивании устанавливаются признаки градационной слоистости. Литологический состав, характер переслаивания и градационная слоистость позволяет отнести райизскую свиту к отложениям турбидных потоков [108].

Полимиктовые песчаники серо-зеленого цвета, средне–крупнозернистые, обычно рассланцованные. В гравелитах обломочный материал представлен, в основном, сланцами углисто-глинистыми, более светлыми глинистыми, глинисто-кремнистыми, кремнистыми и серыми известняками. Обломки плоской формы достигают размеров 3–4 см, но обычно 1–10 мм. Наряду с ними, в кластике присутствуют зерна прозрачного кварца, размером до 1 мм, а также сфен и эпидот. Цемент песчаников базальный, глинистый, алевроглинистый, изредка карбонатный; в гравелитах цемент песчанистый, глинисто-песчанистый [108], [84].

Сланцы глинистые, углисто-глинистые, серые, темно-серые до черных, тонкоплитчатые, местами известковистые, состоят в основном из глинистого и углистого вещества, присутствуют зерна кварца, альбита, карбоната.

Дешифрируемость райизской свиты неудовлетворительная.

Фауна в пределах площади листа не встречена. Возраст райизской свиты принимается раннекаменноугольным на основании конодонтов в опорном разрезе [132].

Граница райизской свиты с яйюской фациальная; к западу от г. Шлем наблюдаются постепенные переходы к типично яйюским разностям. Подстилающие отложения в районе не известны. С юга и востока отложения свиты перекрыты по надвигу отложениями грубешорской свиты. Мощность – более 1000 м.

#### **Саранхапнерско-Грубешорская подзона.**

В районе представляет собой систему тектонических пластин, примыкающих с запада к линии Главного Уральского надвига и образованными отложениями, характерным элементом которых являются кремнисто-вулканогенные образования, относимые к грубешорской свите.

**Грубешорская свита** ( $O_2-D_3g\delta$ ) протягивается почти непрерывной полосой, шириной от сотен метров до первых километров вдоль Хараматалоуского разлома от верховьев р. Елец на востоке до верховьев р. Лев. Кечьпель и уходит далее к юго-западу за пределы площади листа. Состоит из тектонических чешуй надвинутых на образования грубешорской свиты в составе Предгорного покрова [137]. Юго-восточным обрамлением этой полосы выступает зона Хараматолоуского серпентинитового меланжа, отделяющего свиту от образований Хараматолоуского блока. Грубешорская свита представлена довольно специфическим комплексом кремнисто-вулканогенных образований, которые прежде относились (в пределах листа) к молюдшорской ( $O_{2-3}$ ) [10], кокпельской ( $PR_3-Є?$ ) [93], чигимской ( $O_{2-3}$ ) [130], грубешорской ( $O_{2-3}$ ) [94] свитам, лагортинской серии- $Є_3(?)$ - $O_1$  [108]. В Легенде [137], грубешорская свита выделена с другой возрастной датировкой ( $O_2-D_3$ ) в связи с фаунистически доказанным присутствием в ее составе отложений девонского возраста [108], [41] на соседних площадях. Представительные разрезы грубешорской свиты вкрест простирания имеются в каньонах притоков рек Ельца и Яйю. Опорный разрез свиты находится на руч. Еджидшор (правый приток Яйю) [94], [108].

Более 80% объема свиты составляют зеленокаменно измененные эффузивы (базальты, андезибазальты), зеленые сланцы (ортосланцы), туфы и туффиты; вторым компонентом, определяющим общий облик серии, выступают черные углисто-кремнистые сланцы и кремни, экзотичными являются линзочки и прослои мраморизованных известняков [108]. К серпентинитовому меланжу примыкает вулканогенная часть свиты, к филлитам грубеинской свиты - кремнисто-черносланцевая, между ними располагается осадочно-туфогенная [108].

Ниже приводится петрографическая характеристика основных разностей пород свиты.

Базальты афировые и микропорфировые - темно-зеленые, серо-зеленые, зелено-серые плотные тонкозернистые массивные, либо миндалекаменные породы. Образуют прослои и горизонты мощностью от первых метров до многих десятков метров. Под микроскопом [108] основная масса состоит из тонкозернистого агрегата эпидота, карбоната, микролитов плагиоклаза, иголок актинолита, лейкоксена, гидроокислов железа, иногда с зернами пироксена. Структура от реликтовой микролитовой, гиалопилитовой, спилитовой до гранобластовой, гранонематобластовой, гранолепидобластовой. В основной массе располагаются мелкие редкие вкрапленники (менее 0.5м) клинопироксена (авгит) и таблитчатого сосюритизированного плагиоклаза. Уменьшение содержания микровкрапленников до полного их исчезновения определяет переход от микропорфировых базальтов к афировым. Миндалины (в случае их наличия содержание – 20-30% общей массы породы) размером 0.5-1см, выполнены карбонатом, эпидотом, альбитом. Весьма редко базальты раскисляются до андезибазальтов. В мощных пластах базальтов, слагая внутренние их части, встречаются клинопироксеновые мелкозернистые долериты офитовой структуры.

Туфы базальтов и их гиалокластиты развиты в верхних частях свиты, мощность их пластов от нескольких метров до десятков метров. Это серые, зеленовато-серые массивные плотные породы со слабо выраженной макроскопически и легко диагностируемой микроскопически обломочной структурой. Размерность кристаллолитокластической фракции туфов варьирует от долей миллиметра до 3-5 мм, редко- до 1см, представлена веществом вышеописанных базальтов. Цемент хлоритизирован, эпидотизирован, карбонатизирован, местами в нем заметны мелкие обломки плагиоклаза и лейкоксен. Гиалокластиты (визуально не отличимы от туфов) представлены мелко-тонкообломочными разностями, размер угловатых уплощенных обломков девитрифицированного, хлоритизированного стекла не более 1мм, цемент обычно отсутствует. По простиранию и в разрезе туфы и гиалокластиты постепенно переходят в туфолавы и лавобрекчии базальтов.

Маломощные прослои туфогенных алевросланцев и туфопесчаников присутствуют в разрезе толщи по руч. Еджидшор и Олимпийский [108]. Это буровато-серые тонкозернистые породы (алевросланцы) сланцевой текстуры и бластоалевритовой структуры, серицит-хлорит- стильпно-мелан- альбитового состава с туфокластикой девитрифицированного стекла (10-30%) и, гораздо меньше, полисинтетически сдвойникового плагиоклаза. В туфопесчаниках обломочная фрак-

ция представлена афировыми и микропорфировыми вулканитами основного состава слабой степени окатанности, реже - окатанными зернами прозрачного кварца; цементируется эпидот-хлорит-альбитовым тонкозернистым гранобластовым (новообразованным) агрегатом. Пачка туфогенных алевросланцев мощностью более 350 м обнажается в левом борту ручья Вонкурьюган.

Темно-серые до черных углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, также фтаниты и кремни редкими пластами и прослоями, мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров переслаивают разрез свиты. Основной частью этих пород является [108] криптозернистое кремнистое вещество, раскристаллизованное в тонкозернистый гранобластовый кварцевый агрегат. Присутствует также углистое вещество (2-6%) в виде микрослоев мощ. до 0.5 мм и глинистое вещество с чешуйками серицита, хлорита и единичными зернами эпидота. Фтаниты и кремни практически нацело состоят из кремнистого вещества, в нем изредка заметны псевдоморфозы кварца по радиоляриям.

Среди кремнистых сланцев низов грубешорской свиты (руч. Олимпийский, приток р. Яйю) [94] определены конодонты среднеордовикского (лланвирн-лландейло) возраста: *Drepanodus proteus* Lind., *D. cf. homocurvatus* Lind., *Oistodus cf. lanceolatus* Pand., *Polyplacognathus cf. stella* Viira, *Pygodus serrus* Berg. и др.

На АФС грубешорская свита выделяется «зернистым» серым фототонном и слабо выраженной линейностью простирания пород.

Контакты грубешорской свиты с отложениями других свит тектонические. Подстилающие отложения дискуссионны, но, скорее всего, ими являются грубеинская свита [137]. Перекрывающие неизвестны. Свита является более восточным фациальным аналогом черногорской серии

Возраст условно принимается среднеордовикско-позднедевонским по аналогии с более южными районами подзоны, где фаунистически доказанные отложения девона присутствуют в тектоническом блоке вулканогенно-кремнистой толщи грубешорской свиты [43]. Видимая мощность грубешорской свиты колеблется в пределах листа 400-1000 м.

### **Предуральская СФЗ**

#### **Пермская система.**

В северо-западном углу территории листа развиты образования нижней части пермской угленосной формации Предуральской СФЗ, выделяемые в объеме юньягинской и воркутской серий нижнего отдела перми.

**Юньягинская серия** обнажена в ряде пунктов по р. Уса и вскрыта буровыми скважинами в Лёкъялецкой синклинали [90], [111], [124]. В основании серии, как и в основании пермских отложений в целом Предуральской зоны залегает маломощный горизонт мергелистых известняков, выделяемых в сизымскую свиту. Выше, по литологическому составу серия подразделяется на гусиную, бельковскую и талатинскую свиты.

Терригенные отложения юньягинской серии имеют плотность 2,64- 2,70 г/см<sup>3</sup> и отличаются весьма слабым вертикальным градиентом плотности, не смотря на достаточно значительную мощность и контрастность литологического состава. На фоне известняков карбона картируются локальными отрицательными аномалиями гравиметрического поля м-ба 1:50 000. Электрическое сопротивление меняется от 200 Ом для глинистых пород до 1500 Ом для аренитов, поэтому электроразведка методом сопротивлений (ВЭЗ, СЭП) имеет наибольшую разрешающую способность при картировании контакта пермских терригенных отложений и известняков карбона, а также глинистых разностей пород в объеме развития отложений юньягинской серии в пределах Косью-Роговской впадины. Нижнепермские алевролиты и аргиллиты характеризуются несколько повышенной магнитной восприимчивостью ( $16-24 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ) на фоне немагнитных известняков и песчаников, и поэтому могут картироваться высокоточной наземной магнитной съемкой.

**Сизымская свита** (P<sub>1sz</sub>). В связи с важным маркирующим значением на карте выделена с преувеличением масштаба. Обнажена на р. Лёк-Елец, где без видимого несогласия непосредственно залегает на известняках цементнозаводской свиты нижнемосковского подъяруса карбона. Представлена известняками глинистыми (мергелистыми) зеленовато-серого, с поверхности буровато-желтого цвета, тонкослоистыми, среднезернистыми, местами криноидными. Содержит обильный комплекс брахиопод, в котором содержатся характерные формы ассельского яруса [73]: *Achunproductus achunovens* Step., *Plicatifera neoplicatilis* Step., *Canocrinella cancriniformis* Tscher., *Brachythyris panduriformis* Kut., *Spirifer holzapheli* Tscher., *Eliva lyra* Kut.; также фораминиферы: *Protonodosaria praecursor* Raus., *P. proceraformis* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscher., *Ammodiscus semiconstrictus* Wat. и др. Мощность свиты 6 м.

Нижняя граница сизымской свиты (также и юньягинской серии в целом) проводится по подошве мергелистого горизонта и появлению пермской фауны. Верхняя граница свиты проходит по подошве аргиллитовой толщи гусиной свиты.

**Гусиная свита** (P<sub>1gs</sub>). Обнажена по рр. Уса, Лёк-Елец, вскрыта фрагментарно единичными скважинами в междуречьи рр. Уса - Косвож [90], [111], [124]. Сложена полимиктовыми песчаниками нередко известковистыми, аргиллитами, меньше - алевролитами. В низах свиты выделяется пачка мощностью 40 м, сложенная почти одними аргиллитами темно-серого и почти черного цвета с пиритовыми, мергелистыми и кремнисто-глинистыми конкрециями. Выше залегают ритмически переслаивающиеся песчаники, алевролиты и алевроитовые аргиллиты, содержащие растительный детрит по плоскостям напластования. Мощность прослоев песчаников от 0, 40 до 1 м, редко до нескольких метров. Содержание песчаных прослоев увеличивается вверх по разрезу.

Под микроскопом [124] известковистый песчаник состоит из кластического материала (в основном зерна кварца и небольшое количество хлорита, плагиоклаза, калишпата, лейкоксена, магнетита, мусковита) - 60% и цемента - 40% базального типа, представленного мелкозернистым аг-

регатом кальцита с примесью глинистого вещества. Алевролит также состоит из 60% кластического материала (хлорит, кварц, гематит, гидробиотит, мусковит, магнетит, плагиоклаз, лейкоксен) и 40% цемента, представленного мелкочешуйчатым агрегатом глинисто-хлоритового состава. Аргиллит представляет собой тонкий пелитовый агрегат. Глинистое вещество - 55%, сложенное смесью микрочешуйчатой гидросльды и хлорита, алевритовая примесь - 38%, представленная в основном кварцем и редкими зернами полевого шпата, органическое вещество - 5%, сидерит - 1-2%.

Фаунистические остатки редки. Встречены неопределимые брахиоподы, пелециподы, гониатиты и единственный отпечаток пелеципод *Kolytia* sp. [124].

По характеру фауны, положению в разрезе, по аналогии с Воркутинским месторождением возраст свиты определяется как раннеартинский [111].

Верхняя граница с бельковской свитой проводится по подошве довольно мощной пачки (около 80 м) алевролитов в основании преимущественно алевролитового разреза на р. Усе.

Видимая мощность вскрывающихся отложений гусиной свиты составляет 650 м [111]. Отложения интенсивно дислоцированы, смяты в складки и разбиты нарушениями, поэтому истинная мощность вероятно больше.

**Бельковская свита** ( $P_{1bl}$ ). Вскрывается в тех же местах, что и гусиная свита. Для нее характерно преобладание алевролитов над другими типами пород. Сложена неяснослоистыми и скорлуповатыми темно-серыми алевролитами (65%), ритмично чередующимися с маломощными прослоями алевритовых аргиллитов и песчаников. Породы содержат многочисленные цепочки мергелистых и кремнисто-мергелисто-глинистых конкреций.

Под микроскопом [111] алевролиты мелкозернистые, сложены однородным пелитовым агрегатом с алевритовой примесью, углефицированным растительным шламом и растительным детритом с редкими зернами пирита. Пелитовый агрегат состоит из глинистого вещества и тонкодисперсного карбоната. Алевритовая примесь представлена преимущественно кварцем и единичными зернами полевого шпата.

Аргиллиты алевритовые под микроскопом представлены довольно однородным пелитовым агрегатом (85-95%), на фоне которого выделяются алевритовые зерна (5-15%), углефицированный растительный шлам (2%) и единичные зерна пирита. Алевритовая примесь в них представлена кварцем (35), полевым шпатом (2%), карбонатом (от 8 до 25%), чешуйками мусковита и хлорита. Из аксессуарных отмечаются единичные зерна сфена и эпидота.

Фаунистические остатки редки и представлены гониатитами *Paragastrioceras* sp., *Orthoceras* sp. пелециподами *Aviculopinna* sp., *Antraconaia* sp, *Leda flexuosa* Lutk. et Lob., *L. bicarinata* Demb., гастроподами *Naticopsis* sp., *Bellerophon* sp., редко - неопределимыми брахиоподами. [111]. Возраст бельковской свиты по аналогии с Воркутинским месторождением принимается артинским.

Верхняя граница свиты проводится по подошве первой мощной пачки пород с существенным преобладанием песчаника или по подошве первого горизонта с обильной морской фауной. На территории листа она не обнажена. Видимая мощность отложений составляет 750 м. [111].

К востоку от ГЗУН в виду недостаточной обнаженности на карте показаны гусиная *и бельковская свиты нерасчлененные (P<sub>1gs-bl</sub>)*. Литологический состав аналогичен вышеописанному.

**Талатинская свита (P<sub>1tl</sub>)**. В пределах листа вскрывается в немногих обнажениях р. Усы [111], [124], [90]. Представлена пачками массивных песчаников и песчаных алевролитов, часто известковистых, зеленовато-серого и серого цвета, чередующихся с маломощными редкими прослоями алевролитов и алевролитистых аргиллитов, включая довольно частые мергелистые и кремнисто-мергелистыми конкреции.

Песчаники, в основном, мелко-среднезернистые, часто алевроитовые, серого и желтовато-серого цвета, слоистые за счет растительного шлама и слюды. Крупнозернистые разности в единичных случаях содержат примесь гравия и гальки. Алевролиты мелко-крупнозернистые, темно-серые, тонкослоистые за счет растительного шлама, иногда со скорлуповатой отдельностью. Аргиллиты алевроитовые темно-серого цвета, тонко-горизонтальнослоистые, щебенчатые.

Свита содержит обильную фауну брахиопод, двустворок, гастропод, мшанок, криноидей, из которых здесь определены: *Leda* sp., *Aviculopina* sp. [111], *Linoproductus cora* (d'Orb.) [124]. Возраст талатинской свиты по аналогии с Воркутинским месторождением принят позднеартинским.

Верхняя граница свиты совпадает с границей юньягинской и воркутской серий и проводится по появлению в разрезе первых угольных пропластков в разрезе. На территории листа граница не обнажена, она известна из обнажения на р. Усе, в 0, 2 км от рамки листа. [124], [90]. Ранее она проводилась [124], [111] по кровле горизонта со специфической морской фауной *Spiriferella saranae* Vern., *Productus (Horridonia) borealis* Haugt. Литологические признаки при этом не учитывались. При таком положении приходилось допускать присутствие первых угольных пластов уже в верхах юньягинской серии ниже упомянутого фаунистического горизонта.

Мощность свиты в нашем варианте составляет около 400 м. Мощности юньягинской серии в целом - примерно 1800 м.

**Воркутская серия** на территории листа представлена лишь нижней своей частью - аячъягинской подсвитой лёкворкутской свиты. В целом серия представляет собой мощную, циклично построенную угленосную терригенную толщу, и в нижней части циклы включают в себя морские, лагунно-морские и континентальные образования.

**Лёкворкутская свита. Нижняя (аячъягинская) подсвита (P<sub>1lv1</sub>)** вскрывается во многих обнажениях по р. Уса и в нескольких скважинах в междуречьи рр. Уса - Косвож [124], [90], [111]. Сложена переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов, реже аргиллитов с полосками и



тонкими прослоями каменного угля нерабочей мощности и углистого аргиллита. Прослой конгломератов редки и маломощны и приурочены к низам свиты [124].

Песчаники мелкозернистые, серого цвета, слоистые. Их пачки достигают 35-40 м. Содержат конкреционные линзы и прослой. Микроскопически сложены в основном кластическим материалом (70-90 %), представленным мономинеральными зернами кварца, кальцита, хлорита, плагиоклаза, калишпата и обломками пород (кремнистые сланцы, эффузивы, вулканическое стекло). Цемент пленочный - мелкочешуйчатый агрегат хлорита.

Алевролиты от мелкозернистых до крупнозернистых, песчаные, с растительным детритом. Микроскопически сложены кластическим материалом (зерна хлорита, кварца, гематита, мусковита, магнетита) - 60% и цемента - 40%. Цемент базального типа, сложен мелкочешуйчатым агрегатом глинисто-хлоритового состава.

Аргиллиты занимают подчиненное положение и приурочены обычно к зонам угольных пластов и пропластков. Породы темно-серого цвета, тонкослоисты до листоватых за счет многочисленных отпечатков растений. Под микроскопом структура алевропелитовая, текстура плотная, массивная. Основная масса состоит из листочков и зерен глинисто-слюдистых минералов. В качестве примеси - кварц (до 1-2%), зерна магнетита, лимонита.

Конкреции известково-анкеритовые, железисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-известково-глинистые, редко - печано-известковые и мергелистые.

Количество угольных пластов в свите (в пределах листа) достигает 5 [111]. Имеют сложное строение, неустойчивую мощность. Их максимальная мощность 0, 35 м. Угли в большинстве случаев представлены сажистой массой с кусочками блестящих углей. По петрографической характеристике являются гумусовыми, с высоким содержанием компонентов группы витринита, средне- и высокосернистые, среднеметаморфизованные [124].

Из фаунистических остатков определены брахиоподы: *Linoproductus cora* (d'Ord), *Lissochonetes* cf. *rotundatus* (Toula), *Wilkingia similis* (Lutk. et Lob.), *Netschajewia* ex gr. *pallasi* (Vern.), *Spiriferella saranae* Vern., *Horridonia borealis* (Haug.), *Lingula arctica* Milor., *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Schizodus* sp. и др. *Dentalium* sp., пелециподы *Anthraconauta* sp., *Aviculopecten* sp., *Solemya* sp., *Streblopteria* ex gr. *pusilla* (Schl.), *Procrassatella plana* (Gob.), *Pleurophorus* ex gr. *costatus* Brown.[111], на основании которых возраст подсвиты определяется кунгурским [40], [22].

Отложения аячъягинской подсвиты характеризуются плотностью (2,62 г/см<sup>3</sup>), низким удельным электрическим сопротивлением (200 – 300 Ом) и несколько повышенной магнитной восприимчивостью, поэтому могут успешно картироваться методами электроразведки сопротивлений (ВЭЗ, СЭП) и высокоточной наземной магнитной съемкой.

Вскрытая мощность аячъягинских отложений составляет не менее 730 м.

### Мезозойская эратема. Меловая система.

Породы мелового возраста в пределах территории листа слагают небольшую часть обширной площади их распространения на западе, покрывая пространство междуречья рек Уса-Кечьпель. Залегают они почти горизонтально на подстилающих их дислоцированных пермских и каменноугольных породах в виде сложного покрова, повсеместно перекрытого тонким чехлом четвертичных образований. На территории листа меловые отложения не вскрыты, об их строении можно судить по вскрытым скважинами разрезам в 2-5 км западнее рамки листа [111]. Представлены они здесь песчано-глауконитовой толщей позднего мела.

**Верхний мел. Песчано-глауконитовая толща** ( $K_2$  pg). Сложена, в основном, кварцево-глауконитовыми и опоковидными песчаниками, алевролитами и, значительно реже, глауконитовыми и известковистыми песчаниками, опоками, аргиллитами.

Вещественный состав кварцево-глауконитовых песчаников отличается однообразием. Они представлены хорошо окатанными зернами и мелкими обломками зерен кварца и глауконита с присутствием единичных зерен альбита, мусковита, магнетита и хромита. Как примесь отмечаются турмалин, циркон, кальцит, соссюрит, эпидот и др. и в небольших количествах - органический детрит: обломки спикул, диатомей, радиолярий, фораминифер и водорослей. Цемент гидрослюдистый и гидрослюдисто-опаловый. Опоковидные песчаники по составу отличаются только отсутствием глауконита и большим количеством опалового цемента. В них, в виде прослоев (0,1–0,2 м) залегают известковистые песчаники с фауной пеллеципод. Глауконитовые песчаники, представляющие собой среднезернистую темно-зеленую породу, встречаются в виде маломощных прослоев (0,05–0,5 м), иногда до 15-20 м. Алевроито-глинистые и кремнистые породы образуют пачки, мощностью до 50 м в нижней части толщи и содержат обильную фауну пеллеципод и белемнитов. Под микроскопом они подразделяются на диатомиты, опоки алевроитовые, карбонатные опоковидные породы и опоки, обогащенные глауконитом.

В скважинах определены *Oxioma tenuicostata* Roem., *Inoceramus* sp., *Belemnoidea* [111], подтверждающие позднемеловой возраст отложений.

Мощность отложений в скважинах вдоль западной рамки листа меняется от 29 до 86 м.

Общая мощность толщи – 50-150 м.

### Кайнозойская эратема

#### Палеогеновая система.

**Коры выветривания** ( $P_3$ ) распространены, как в выходах на дневную поверхность, так и под покровом неоген-четвертичных отложений. По морфологическим особенностям они делятся на площадные и линейные. Площадные коры развиты в зоне отпрепарированного пенепплена в предгорьях и на сохранившихся фрагментах цокольного пенепплена внутри остаточного горного массива Енганэпэ, в меньшей степени в пределах структурно-эрозионных депрессий (ЭСД) аккумуля-

тивно-денудационной равнины. Площадь сохранившихся участков их развития варьирует от первых сотен м до первых км<sup>2</sup>. Мощность колеблется от первых метров до 25-30 м. Линейные коры развиты вдоль зон тектонических нарушений и контактов толщ разного литологического состава. Ширина их первые десятки метров, длина достигает первых километров, глубина гипергенной проработки до 50 м. Подробная характеристика кор выветривания приведена в отчете Н.Г. Новаковой [113].

По химическому составу коры выветривания относятся к трем основным геохимическим типам: сиаллитному (глинистые-**g**), ферритному (окисных рудных шляп-**os**) и силицитному (**kr**), с переходными между ними разностями.

По генезису коры выветривания подразделяются на остаточные и инфильтрационные.

Внешний облик и состав остаточных кор выветривания во многом определен субстратом. Так, линейные и площадные коры, развитые на терригенных образованиях девона - пестроцветные глинисто-дресвяно-щебнистого облика (мощность до 50 м), на андезибазальтах бедамелькой свиты - коричнево-желтые, структурные суглинки каолинит-монтмориллонитового профиля (мощность до 15 м). В зонах с сульфидной минерализацией развита охристо-глинистая и охристая (FeO<sub>2</sub> до 65%) гидрогематит-гидрогетитовая кора выветривания (участок Лекшор).

Линейная кора выветривания по ультраосновным породам энганэпэйского комплекса вскрыта скважиной КЧ-4 на правом берегу среднего течения р. Харота. Она представлена структурными суглинками и супесями коричневатого-серого, розовато-серого, желтого цвета с обломками выветрелых серпентинитов. По сравнению с коренными породами в них увеличивается содержание кремнезема и окисного железа, уменьшается количество закисного железа и окиси кальция. Мощность коры выветривания 31 м.

Развитие кремнистых инфильтрационных кор выветривания (кремниевый метасоматоз) установлено бурением на южной периклинали Енганэпэ по карбонатным отложениям большеелецкой толщи. В профиле коры выветривания наблюдается вертикальная зональность, представленная зоной дезинтеграции и зоной промежуточных продуктов. В зоне дезинтеграции развиты дресва и щебень выветрелых доломитов с суглинистым заполнителем. Минеральный состав близок к составу исходных пород, преобладает доломит (81-91%). Зона промежуточных продуктов представлена легкими, тонкопористыми, структурными, черными опоквидными образованиями, в минеральном составе которых уже преобладают в основном кварц (90-95%), слюда (2-3%), пирит, лимонит. Таким образом, наблюдается практически полный вынос щелочей и интенсивный привнос кремнезема. При этом отмечается дефицит массы при сохранении объема. По сравнению с субстратом происходит относительное увеличение концентраций Cu, Zn, V, Co, Ni, Mn, Pb, Sr, Yt, Ti. Мощность коры выветривания составляет 45,2 м.

Органических остатков коры выветривания не содержат, поэтому их возраст принимается условно олигоценным в виду того, что коры выветривания развиты как на останцах отпрепарированного пенеплена, так и в днищах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения.

### **Неогеновая и четвертичная системы.**

Неоген-четвертичные отложения в пределах картируемой территории развиты повсеместно. Они представлены комплексом ледово-морских, континентальных и субконтинентальных образований. Характер их распределения и мощность находятся в прямой зависимости от морфологии погребенного и современного рельефа. Максимальные мощности осадков (до 40-60 м) приурочены к древним ЭСД, а также к отдельным участкам долин водотоков зоны кряжа, где развиты конечно-моренные образования горно-долинных ледников. Основная часть территории входит в состав Уральской структурно-фациальной зоны, северо-западная (около 35% площади) относится к Предуральской СФЗ. Первая – охватывает предгорья и горную часть Уральского кряжа. Рыхлые отложения здесь развиты неравномерно. Преобладают континентальные образования аллювиального, пролювиального, озерно-болотного, ледникового генезиса и, наиболее широко, образования склонового ряда. В низких предгорьях в переуглубленных долинах отмечаются ледниково-морские и аллювиально-морские образования. Значительные участки по бортам речных и троговых долин, водораздельные гребни, отпрепарированные гряды на плоских водоразделах сложены донеогеновыми коренными образованиями (в их числе и участки развития олигоценных кор выветривания). Вторая - пространственно совпадает с областью предгорной денудационно - аккумулятивной равнины Печорской низменности, которая на территории представлена своей восточной окраиной. Аккумулятивный чехол в ее пределах развит практически повсеместно. В его составе преобладают ледово-морские, аллювиально-морские, озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения.

Неоген-четвертичные отложения Уральской и Предуральской СФЗ тесно связаны между собой в пределах древних ЭСД и современных долин. Присутствие неогеновых отложений, за исключением элювиально-делювиальных образований, на территории листа не установлены. Разрез начинается с отложений эоплейстоцена. По данным бурения выделяется 3 крупных этапа осадконакопления (хотя фактически их вероятно больше), каждый из которых начинался новым эрозионным врезом и завершался в пределах равнины и предгорной зоны полным погребением речной сети под толщами осадков различного генезиса [127]. Наиболее древние установленные врезы отнесены нами к тавротинскому этапу развития речной сети эоплейстоценового возраста. В их основании были сформированы аллювиальные и аллювиально-морские отложения пымвашорской толщи, которые в дальнейшем вместе с низкими водоразделами денудационной равнины были погребены ледово-морскими отложениями роговской серии. В более молодых эрозионных врезках среднего неоплейстоцена формируется чирвинский аллювий, запечатанный в дальнейшем пач-

вожской мореной. С позднего неоплейстоцена начинается последний (кожимский) этап осадконакопления, связанный с заложением и развитием современной речной сети. К нему в обеих зонах относятся аллювий четырех надпойменных террас (якшинский, седловой, сырьяхинский, ярвожский) и современные пойменно-русовые отложения. В этот же период формируются горнодолинные ледники ханмейского и полярноуральского оледенений. Повсеместно развиты озерные и болотные отложения среднего-позднего неоплейстоцена-голоцена. В голоцене формируется пролювий конусов выноса и морены каровых ледников. Ниже приводится описание всех выделенных в Уральской СФЗ неоген-четвертичных отложений с попутной характеристикой разновозрастных подразделений Предуральской зоны.

**Неогеновая система. Элювиodelювий (edN)** выделен только на разрезах. Вскрыт многими картировочными скважинами. Состав отложений полностью зависит от пород, по которым он развивается. Основной объем элювия и делювия составляет мелкий щебень, дресва с примесью супесей и суглинков. Возраст принят неогеновым по положению в возрастной колонке, он находится под роговской серией. Мощность – до 2 метров (скв. 4 и скв. 34).

#### **Четвертичная система. Эоплейстоцен. Увельский горизонт**

**Пымвашорская толща (a,amEpm)** представлена аллювиальными и аллювиально-морскими осадками палеодолин (скв. 12, скв. 17, скв.47). Залегает на палеозойских и протерозойских породах, повсеместно перекрыта роговской серией. Нижняя, аллювиальная часть толщи, сложена хорошо и средне окатанной галечной или валунно-галечной смесью с гравийно-песчаным полимиктовым заполнителем. Состав обломков: кварциты, песчаники, известняки, кремни, габброиды, кварц. Выше по разрезу аллювий постепенно замещается аллювиально-морскими осадками. Это плотные серые глины с тонкими прослоями суглинков и белесых супесей, ленточные глины, светло-серые и желтовато-серые алевриты, переслаивающиеся со слоистыми мелкозернистыми песками с включениями мелкой, хорошо окатанной гальки. Возраст принят условно эоплейстоценовым по положению в разрезе под роговской серией. Мощность - до 14 м.

#### **Эоплейстоцен - неоплейстоцен**

**Увельский-сарыкульский горизонты. Роговская серия (gmE-Irg)** широко развита в пределах аккумулятивно-денудационной равнины и низких предгорьях. Представлена мелкооскольчатыми серыми суглинками с прослоями серых тонкозернистых песков и серо-желтых пылеватых супесей. По всему разрезу распространены мелкий гравий и редкие валуны. В составе обломочной части отмечаются вишневые кварцитопесчаники, алевролиты, кварц, гипербазиты, известняки, кремнистые сланцы, гранитоиды, метаэффузивы.

Залегает в пределах палеодолин на пымвашорской толще, бортах долин и водоразделах на цоколе палеозойских пород. Местами перекрыта песками дозмерской толщи. В долинах рек Уса, Елец, Лек-Елец, Харута нередко служит цоколем надпойменных террас. Гипсометрическое залегание отложений изменяется от 100 м в долине р. Уса до 320 м на увалах Качамыльк.

В скважинах и горных выработках в отложениях серии обнаружены редкие раковины плохой сохранности бореально-арктических фораминифер: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *R. hyalinum* (Brodn.) *R. aff. subclavatum* (Gud), *Toddinella lenticulare* (Gud), *Tappanella arctica* (Gud. et Said) и др. Помимо фораминифер, отмечается большое количество спикул губок и морских диатомей. Споропыльцевые комплексы бедны, в них отмечаются: древесные - *Betulaceae*, *Alnus*, *Salix*, *Pinaceae*; разнотравье - *Artemisia*, *Compositae*, *Cariofillaceae*, *Ericaceae*; споровые - *Polipodiaceae*, *Sphagnales*, *Lycopodium*.

Предшественниками данные отложения на территории листа на ранних этапах изучения обычно рассматривались в качестве ханмейской (валдайской) морены [10] или среднеплейстоценовых озерно-ледниковых образований [94]. В дальнейшем [72] сопоставлялись с роговской свитой.

На основании литологических особенностей (суглинисто-алевритовый состав, наличие разноокатанных обломочных включений, местами тонкая до ленточной слоистость, преобладающий синевато-серый цвет), палеосреды формирования (опресненная морская по методу Г.И. Стадникова) [72], находок бореально-арктических видов фораминифер - данный комплекс осадков сопоставляется нами с аналогичными ледниково-морскими образованиями, традиционно выделявшимися как роговская свита под символическим покровом ханмейской морены севернее территории листа. Поэтому, с учетом вышеизложенного, а также по характеру палинологических комплексов, отражающих характерный для эпох оледенений климат, генезис роговской серии принимается ледниково-морским, а возраст на основании палеомагнитных данных по более западным районам Большеземельской тундры [137], условно эоплейстоцен-раннеплейстоценовым. Установленная мощность - до 40 м (скв.2, скв.33).

**Неоплейстоценовый раздел. Нижнее звено. Дозмерская свита (laIdz).** Фрагментарно развита на уплощенных водоразделах аккумулятивно-денудационной равнины. Как правило, залегает на роговской серии, реже - коренном цоколе. Гипсометрический интервал распространения толщи 320-330 м. Хорошо дешифрируется по светло-серому, почти белому фототону и слабоконтрастному пятнистому рисунку фотоизображения. По данным разведочных работ на ПГС [72], основной объем толщи слагают слоистые песчано-гравийно-галечные смеси с редкими валунами, реже мелкозернистые желтовато-серые, иногда зеленоватые пески, супеси и алевриты. Валунно-галечные отложения преимущественно средней и хорошей окатанности, в составе которых отмечаются “перечные” пермские песчаники, кварцитопесчаники, эффузивы, кварц и кремнистые сланцы, битуминозные известняки, гипербазиты. Слоистость обусловлена разным распределением гальки и песчаного заполнителя. Мощность слоев 0,5-4 м. Для грубообломочных разрезов характерна многопорядковая горизонтальная ритмичность, обусловленная закономерным изменением крупности обломочного материала от гравийно-галечного в основании ритмов до гравийно-песчаного в кров-

ле. Переходы между слоями постепенные, реже четкие, волнистые. Отдельные разрезы сложены преимущественно гравийными песками. Количество алевритов редко достигает 20%, а глинистой фракции менее 2%. По залеганию на роговской серии, особенностям литологического состава эти отложения отнесены нами к озерно-аллювиальной домерской свите. Возраст согласно Легенде [137] условно принят раннеплейстоценовым. Мощность отложений - до 20 м.

**Среднее звено. Первая ступень. Сылвицкий горизонт. Чирвинский аллювий (aПĉr).**

Установлен при поисковом бурении на россыпное золото в осевых частях палеодолин рч. Изьявож и Шервож внутри хр. Енганэпэ. Авторами поисковых работ [98] ошибочно относился к современному русловому аллювию. Сложен хорошо- и средне окатанной галечной или валунно-галечной смесью с гравийно-песчаным полимиктовым заполнителем. Слабо золотоносен, вмещает непромышленные россыпи золота. Залегает на коренном цоколе или олигоценых корях выветривания. Возраст принят условно по залеганию под пачвожской мореной. Мощность - до 10 м.

**Среднеуральский надгоризонт. Пачвожская морена (gПpĉ).** Название дано по руч. Пачвож [137]. Объединяет ледниковые отложения среднеплейстоценового возраста. Развита во внутренних частях хр. Енганэпэ и Манитанырд и у подножья зоны кряжа. В виде отдельных пятен сохранилась вдоль долин рек Яй-ю, Нангытьеган, руч. Янасшор. Гипсометрический интервал распространения отложений 240-500 м (в горной части до 700 м). В большинстве случаев морена в значительной степени переработана склоновыми и денудационными процессами и собственно ледниковые формы не сохранились. Поэтому, хотя она, несомненно имела покровный характер, не удается выделить ее картируемых фрагментов в пределах денудационной равнины и здесь на карте штриховкой дан контур ее предполагаемого развития поверх отложений роговской свиты.

Пачвожская морена сложена серыми, серовато-бурыми, коричневыми плотными суглинками и супесями с обилием щебня, дресвы, разноокатанной гальки, глыб и валунов, нередко расколотых. Содержание грубообломочного материала изменяется от 50 до 90%, в его составе в пределах хр. Енганэпэ установлено присутствие пород, развитых к северу от него, в частности характерных каменноугольных известняков из района слияния рек Бол. и Мал. Уса. Также характерно присутствие переотложенных фораминифер. Мощность морены изменяется от первых метров до 22 м в долинах рек (скв. 42, скв. 49).

Споровопыльцевые спектры содержат в виде единичных зерен пыльцу и споры четвертичного возраста [98], а также акритархи, спикулы губок, обрывки растительных тканей, споры грибов. Присутствие спикул губок внутри хребта Енганэпэ также указывает на движение ледниковых масс с севера и захват в морену материала роговской серии.

Возраст морены определен среднеплейстоценовым в виду плохой сохранности ледниковых форм по сравнению с ханмейскими. Развитие эрратических валунов кварцитов на поверхно-

стях выравнивания на гипербазитах Войкарского массива указывает на вероятность перекрытия данным оледенением или другим более древним Главного Уральского водораздела.

**Пачвожский флювиогляциал** (fPrс). Развита в долинах рек Уса и Правый Кечпель. Гипсометрический интервал распространения осадков 120-240 м. Залегают на палеозойском цоколе и отложениях роговской серии. Сложен дресвяно-галечно-гравийными, песчано или гравийно-галечными смесями с валунами. Заполнитель - супесчаный, реже суглинистый. Отложения в значительной степени промытые. Обломочный материал разноокатан, в составе присутствуют как местные, так и дальнепринесенные породы. Генезис отложений принимается флювиогляциальным, а возраст средненеоплейстоценовым на основании их высокой промытости и тесного сопряжения этих осадков с пачвожской мореной. Вскрытые мощности достигают 15 м.

**Верхнее звено. Первая ступень. Стрелецкий горизонт. Якинский аллювий** (a<sup>4</sup>IIIjk) развит фрагментарно по бортам долины р. Уса и отчасти р. Елец. Слагает аккумулятивный чехол IV надпойменной террасы высотой до 30 м над урезом воды. Залегают на отложениях роговской свиты. Отложения являются скорее всего озерно-аллювиальными и представлены песком серым и желтовато-серым мелко- и тонко-зернистым, существенно кварцевым, супесями палевыми и серовато-желтыми, алевроитами желтовато-серыми. Слоистость чаще всего не четкая, косая, редко - параллельно-волнистая. Обломочный материал редок, представлен мелкой и крупной галькой хорошей окатанности. Мощность - до 20 м.

**Вторая ступень. Ханмейский горизонт.**

**Седловой аллювий** (a<sup>3</sup>IIIsd) развит в долинах крупных водотоков, слагает аккумулятивный чехол III надпойменной террасы высотой от 13 до 16 м над урезом воды. Как самостоятельное подразделение закартирован на р. Усе, в нижнем течении рек Елец и Лек-Елец. Залегают как на палеозойском цоколе, так и более древних четвертичных образованиях. Русловая фация имеет галечно-валунный состав с примесью разнозернистого песка. Галька и валуны (до 0,4 м) средне и хорошо окатаны. Для пойменной фации характерно преобладание желтовато-бурых суглинков и алевроитов с линзами и прослоями песчано-гравийно-галечного состава. Галька мелкая, хорошо окатанная. Мощность отложений - до 7 м.

**Ханмейская морена** (gIIIhn) наиболее широко развита в верхних отрезках долин крупных водотоков Главного Уральского водораздела в пределах Войкарского массива, а также выделяется на юго-восточном склоне Енганэпэ, в долинах рек Маниташор и Бол. Елец. Отложения формируют серию конечных и основных морен, хорошо выраженных в современном рельефе. Гипсометрический интервал распространения морены 200-620 м. Морена сложена серовато-бурыми, щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80%) плохо- и средне окатанных глыб, валунов и гальки разного состава. Размер отдельных валунов достигает 0,8 м. Петрографический состав обломочного материала полностью отвечает таковому в областях питания ледников. Воз-



раст морены определен ханмейским из-за развития в ее пределах двух надпойменных террас. Максимальные мощности морены, вскрытые скважинами, не превышают 20 м (скв. 11), но, судя по высоте слагаемых ею конечных гряд, могут достигать 30 м.

**Ханмейский флювиогляциал (fIIIh)** развит широко по периферии ханмейских конечных морен в долинах рек Нанги-Тоолык-Тальба, Елец, Харота и др. Хорошо дешифрируется на АФС по светлому линзовидно-струйчатому фоторисунку. Отложения представлены буровато-серой песчано-гравийно-галечной смесью с валунами размером до 0,6 м. Содержание гальки и валунов 40-60%; они средне и хорошо окатаны, преобладают породы областей питания ледников. Распределение обломков по слою равномерное. Заполнитель – разнородный полимиктовый песок. В отложениях иногда наблюдаются маломощные (до 1 м) прослои глинистого буровато-желтого алевролита с галькой (до 30 %). Мощность отложений - до 11 м (скв. 14, скв. 47).

**Третья ступень. Невьянский горизонт. Сыряхинский аллювий (a<sup>2</sup>IIIst)** слагает аккумулятивный чехол II надпойменной террасы высотой от 6 до 10 м. Развит в долинах большинства водотоков (рр. Елец, Лек-Елец, Ворга-Шор и др.) гипсометрически ниже уровня развития полярноуральской морены. Залегаet на коренном цоколе или более древних четвертичных образованиях. Представлен двумя фациями: русловой (валунно-гравийно-галечного состава) и пойменной (пески, суглинки, супеси, алевролиты с мелкой галькой и гравием). В верхней части пойменной фации встречаются прослои погребенной почвы.

В споровопыльцевых спектрах отмечаются [Ермоленко, 1988ф]: в значительном количестве древесные (при этом доминирует пыльца лиственницы) - *Picea obovata* (6%), *Pinus silvestris* (10%), *Salix* (2%), *Betula sect. Nanae* (6%), *Betula ex. Sect. Albae* (19%), травянистые - сем. *Cyperaceae* (20%), в том числе *Thaliktum aquilegifolium* L. (распространенного в широколиственных лесах), разнотравье (4%), *Artemisia* (2%), *Graminea* (2%), *Chenopodiaceae* (2%), *Caryophyllaceae* (2%), споры - *Polypodiaceae* (24%), *Sphagnum* (1%), *Lycopodium* (2%). Состав споровопыльцевых спектров указывает на формирование отложений в условиях теплого каргинского межледниковья. Мощность аллювия - до 9 м.

#### **Четвертая ступень. Полярноуральский горизонт**

**Ярвожский аллювий (a<sup>1</sup>IIIjr)** развит в долинах большинства водотоков (рр. Елец, Лек-Елец, Воргашор, Харота и др.) гипсометрически ниже развития полярноуральских морен. Слагает аккумулятивный чехол I надпойменной террасы высотой от 3 до 6 м над урезом воды и представлен валунно-гравийно-галечной смесью с песчаным или супесчаным заполнителем в русловой фации и слоистыми песками, супесями и суглинками или алевролитами в пойменной фации. Залегаet на коренном цоколе, или более древних неоген-четвертичных образованиях. Мощность отложений – до 5 м (скв. 35).

**Полярноуральская морена** (gIIIpu) широко развита в зоне кряжа по долинам крупных водотоков и в верхних отрезках долин их боковых притоков. Гипсометрический интервал распространения морены 400-1000 м. Морфологически она выражена моренными грядами и холмами высотой до 3-5 м. Состав морены характеризуется обилием крупнообломочного материала и его сравнительным однообразием, отражающим локальные области питания ледников. Размер слабоокатанных глыб иногда достигает 1,5 м. Подчиненную роль в составе играют щебень, дресва, галька, гравий и супеси. Мощность отложений, судя по высоте слагаемых ими холмов, 3-5 м, конечно-моренных гряд - до 20 м.

**Полярноуральский флювиогляциал** (fIIIpu) развит по периферии конечно-моренных гряд одноименной морены и обычно слагает наклонные зандровые конуса, состав и строение которых различны в зависимости от масштаба и положения питающего ледника. Зандровые конуса в долинах крупных рек (наиболее типичный - конус на р. Лев. Кеч-Пель) сложены буровато-серой песчано-гравийно-галечной смесью с валунами. Содержание гальки и валунов достигает 60-70%, они средне- и хорошо окатаны, равномерно распределены по слою, петрографический состав отвечает области питания ледника, поэтому чаще других встречаются граниты и габброиды. Зандровые отложения небольших, по сути, каровых ледников в высокогорной части района сложены неокатанным глыбово-дресвяно-щебнистым материалом с примесью плохо окатанной гальки и дресвяно-супесчаного суглинка. Мощность - до 8 м.

#### **Верхнее звено неоплейстоцена - голоцен**

**Элювий** (eIII-H) развит на плоских участках водоразделов и зоны кряжа. Сложен уплотненным глыбово-щебенчатым материалом местных пород. Формирование отложений началось после деградации средне-верхнеоплейстоценовых морен и продолжается поныне. Мощность – до 2 м.

**Элювиоделювий** (edIII-H) широко развит на предгорной равнине. Сложен уплотненным глыбово-щебенчатым материалом местных пород. Формирование отложений началось после деградации средне-верхнеоплейстоценовых морен и продолжается поныне. Мощность - до 2 м (скв.41, скв. 44).

**Элювиальные и десерпционные отложения** (e,drIII-H) – широко развиты на плоских участках водоразделов и зоны кряжа. Объединяют шапки элювиальных отложений, которые не выражаются в масштабе карты и десерпционные отложения полого наклоненных поверхностей выравнивания. Сложены уплотненным глыбово-щебенчатым материалом местных пород. Формирование отложений началось после деградации средне-позднеоплейстоценовых морен и продолжается поныне. Мощность – до 2 м (скв. 7, скв. 8).

**Делювиосолифлюксий** (dsIII-H) развит на пологих эрозионно-экзарационных склонах высоких предгорий и зоны кряжа, сложенных, как правило, сланцевыми толщами, не дающими при разрушении крупнообломочного материала. Представлен глыбово-щебнисто-дресвяными суглин-

ками. На АФС характеризуется струйчато-полосчатым рисунком фотоизображения, с серповидными выступами солифлюкционных террас. Формирование его началось после деградации пачвожской и ханмейской морен и продолжается поныне. Мощность - до 5 м (скв. 46).

**Коллювиальные и десерпционные отложения** (с,drIII-H) - широко развитый тип склоновых образований в горной части территории, где они покрывают крутые склоны эрозионных и троговых долин, каров. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, вследствие чего происходит медленное перемещение щебнисто-глыбового материала. Мощность отложений - до 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий.

**Делювиальнодесерпционные отложения** (ddrIII-H) – широко развитый тип склоновых образований в горной части территории, где они покрывают относительно пологие склоны эрозионных долин и склоны гор. Образованы вследствие совместного действия плоскостного смыва и медленного течения по уклону крупнообломочного материала под воздействием гравитационных процессов и морозного выветривания. Представлены глыбами, щебнем, дресвой с дресвяно-суглинистым наполнителем. Мощность отложений - до 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий.

Весь ряд склоновых отложений характеризуется сходными споровопыльцевыми спектрами, в которых пыльца древесных встречается в подчиненном количестве или полностью отсутствует, доля пыльцы трав и спор примерно равна, либо доминируют последние.

**Лимний и палюстрий** (l,plIII-H) в основном вложены в роговскую серию и аллювий 2-й и 3-ей надпойменных террас, а также распространены в пределах пачвожской и ханмейской морен в зоне кряжа и предгорьях. Нижняя часть отложений сложена супесями, песками и алевритами с редкой мелкой галькой, а верхняя часть – торфом мощностью от 0,5 до 2,5 м. Формирование их началось после накопления осадков соответствующего уровня террас или морен и продолжается в настоящее время. Мощность отложений - до 6 м (скв. 17, скв. 32).

**Пролювий** (рIII-H) слагает конусы выноса в приустьевых частях боковых притоков многих долин рек зоны кряжа (Яйю, Косвож, Шервож и др.), отличаются от голоценовых конусов выноса большими размерами и в некоторых случаях вложенной первой террасой (р. Шервож). Конусы хорошо выделяются на АФС характерной формой и по веерообразному рисунку фотоизображения. Сложены глыбово-валунно-щебнисто-галечной смесью с примесью дресвяно-гравийных суглинков. Вскрытая мощность отложений достигает 10 м (скв. 38).

**Полярноуральский горизонт и голоцен нерасчлененные. Аллювиальные отложения русел, пойм и первой надпойменной террасы** объединенные (аIII-H) закартированы по мелким водотокам выше выделяемой первой террасы в виду того, что их отдельное картирование в масштабе карты невозможно. При этом необходимо отметить, что аллювиальные отложения первой надпойменной террасы фактически присутствуют и уверенно выделяются на местности практически

вдоль всех водотоков района. В нижней части аллювия залегают валунно-гравийно-галечные смеси с линзами песка и мелкой гальки, в верхней - суглинки, супеси, пески. В русловых фациях преобладают грубообломочные разности. Вложены в более древние рыхлые образования или коренные породы. Мощность - до 10 м.

### Голоцен

**Морена каровых ледников** (gH) развита в пределах высоких горных массивов зоны кряжа, у подножья современных каров. Гипсометрический интервал распространения отложений, как правило, превышает 600 м. Они образуют невысокие валы и холмики, сложенные несортированным грубообломочным материалом (глыбами, щебнем) с суглинисто-дресвяным заполнителем или хаотичные скопления глыбовых пород перед краем современных ледников (Лекхойлинский, Харотшорский). Формирование отложений продолжается и поныне. Видимая мощность – до 5 м.

**Пролувий** (pH) слагает конусы выноса в приустьевых частях боковых притоков многих долин рек зоны кряжа (Лек-Елец, Манита-Шор и др.). Конусы хорошо выделяются на АФС характерной формой и веерообразным рисунком фотоизображения. Сложены глыбово-валунно-щебнисто-галечной смесью с примесью дресвяно-гравийных суглинков. Вскрытая мощность отложений достигает 5 м.

**Аллювий русел и пойменных террас** (aH) слагает русла, низкую и высокую поймы. Доминирующая часть отложений представлена русловой фацией аллювия – песчано-гравийно-галечными смесями с валунами. Галька и валуны, как правило, хорошо окатаны. Подчиненное значение имеют пойменные фации – слоистые пески, алевриты, суглинки. Контакты между слоями обычно четкие, волнистые, наклонены в сторону течения реки. Мощность аллювия зависит от порядка водотока и достигает 5 м (скв. 36).

**Техногенные образования** (tH) локализованы в районе пос. Елецкий. К ним отнесены отложения, образовавшиеся в результате строительства домов, железной дороги и промышленных площадок. Сложены щебнем, глыбами с примесью супесей, глин и суглинков, песчано-гравийными смесями, шлаком, строительным мусором. Их формирование продолжается в настоящее время. Мощность техногенных отложений - до 3 м.

**Покровные образования**, представленные суглинками палевого и желтовато-бурого цвета, пользуются весьма широким площадным распространением в пределах аккумулятивно-денудационной равнины, низких предгорьях и днищах структурно-эрозионных депрессий, залегая на поверхности различных неоген-четвертичных образований. На карте чехол покровных образований снят. Мощность покровных суглинков колеблется от 0,3 до 2,5 м, составляя обычно 0,5-1,0 м. Происхождение их достоверно не установлено. Наиболее вероятно, что они имеют элювиальный генезис и являются продуктом морозного выветривания и ветрового разноса пыли в ледниковые эпохи.

### 3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные горные породы развиты главным образом в юго-восточной части листа в пределах Войкаро-Сыннинского массива и внутри горных массивов Енганэпэ и Манитанырд. Среди них выделяются интрузивные образования байкальского и каледоно-герцинского тектоно-магматических этапов.

#### **Интрузии байкальского тектоно-магматического этапа.**

*Енганэпэский комплекс гипербазитовый* ( $\Sigma R F_3 e$ ). Представлен в выходах на дневную поверхность линзами брекчированных серпентинитов на правом берегу р. Харота. Кроме того, при проведении буровых работ по заверке Харотской магнитной аномалии, находящейся юго-восточнее, были вскрыты еще несколько тел серпентинитов, слагающих тектонические пластины мощностью до 60 и более метров среди кварцитопесчаников манитанырдской серии, являющимися тектоническими отторженцами от крупного тела площадью несколько десятков квадратных километров, названного нами Харотским гипербазитовым массивом [70], [138]. Верхняя кромка массива по геофизическим данным погружается в юго-восточном направлении от 200 до 1200 и более м. По результатам изучения разреза скважины 41 (глубиной 250 м), вскрывшей контакт основного тела серпентинитов и пород манитанырдской серии, можно предполагать, что образования последней первоначально трансгрессивно залежали на серпентинитах (хотя сам вскрытый контакт, несомненно, тектонический). Основанием этому служит наличие в разрезе манитанырдской серии пачек полимиктовых гравелитов и песчаников с обломками серпентинитов и зернами хромита. Содержание  $Cr_2O_3$  в отдельных интервалах разреза достигает 1,7-4,2%. Таким образом, можно сделать вывод о, как минимум, доверхнекембрийском возрасте серпентинитов.

К сожалению, все ультрабазиты, вскрытые скважинами, подверглись интенсивному автотасоматическому воздействию, которое выразилось в 100% серпентинизации и карбонатизации пород. Породы на 25-98% состоят из серпентина, в значительных количествах присутствуют карбонат, тальк, в подчиненном количестве, хромит, магнетит, кеммеририт, пирит. Серпентин представлен двумя разновидностями. Преобладает хризотил, реже встречается антигорит. Довольно равномерно в породе распределен хромит в виде угловатых зерен размером до 2,5 мм, часто с бахромчатой каймой магнетита.

Ультрабазиты имеют следующий химический состав (среднее по 12 анализам в %):  $SiO_2$  – 39,13;  $TiO_2$ -0,05;  $Al_2O_3$ -0,5;  $Fe_2O_3$ -7,45;  $FeO$  – 1,1;  $MnO$  – 0,09;  $MgO$  – 36,32;  $CaO$  –1,57;  $Na_2O$ - 0,06;  $K_2O$ -0,04; п.п.п. – 13,14; сумма – 99,74;  $CO_2$ -1,7. По результатам пересчета химических анализов (выполненных А.Б. Макеевым) серпентиниты принадлежат к группе лерцолитов-гарцбургитов (прил. 7, лист 5). По данным атомно-адсорбционного анализа характеризуются повышенными содержаниями Cr (4-9%), Ni (до 0,3%), Co (до 0,025%).

Таким образом, по петро-геохимическим особенностям (преобладание хромшпинелевых разностей, относительно высокая магнезиальность, обедненность кремнеземом и легкоплавкими «базальтовыми» компонентами) описываемые породы аналогичны лерцолитам-гарцбургитам офиолитовых ассоциаций раннеокеанической стадии.

Петрофизически ультрабазиты енганэпэйского комплекса характеризуются низкой плотностью ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ) и высокой магнитной восприимчивостью ( $12500 \times 10^{-6}$  ед. СГС) в связи с их полной серпентинизацией. Поэтому в магнитных полях по результатам магнитных съемок различных масштабов (от 1:200 000 до 1:10 000) они выражаются чрезвычайно интенсивными положительными аномалиями  $\Delta T_a$  на фоне совершенно немагнитных отложений манитанырдской серии и лемвинского комплекса.

Залегание массива ультрабазита под отложениями манитанырдской серии, находящихся в паравтохтоне или наиболее нижнем и, соответственно, западном из серии покровов Лемвинского аллохтона, не позволяет связать их с гипербазитами офиолитового комплекса уралид, так как последние в структуре района занимают наиболее верхнее положение (над плоскостью Главного Уральского надвига) и первоначально находились от Харотского массива далеко к востоку. Поэтому, по нашему мнению, серпентиниты Харотского массива наиболее логично отнести к офиолитовой ассоциации байкалид (тиманид), ранее неизвестной на севере Урала, (хотя ее существование предполагалось по геофизическим данным в пределах Печорской плиты) и сопоставить с уже известными ультрабазитами енганэпэйского комплекса хр. Енганэпэ, которые заведомо древнее прорывающих их гранодиоритов нияюского комплекса. Последние имеют U/Pb возраст  $719 \pm 10$  млн лет (определения Ю.Л. Ронкина по единичным цирконам). Таким образом, возраст енганэпэйского комплекса принят нами позднерифейским (доукским).

**Кыквомшорский комплекс габбро-плагиогранитовый** ( $v^1, \rho\gamma^1 RF_3kk$ ). Выделен П.М. Кучериной в 1991 г. [108]. В состав комплекса включаются метаморфизованные интрузивные образования кислого и основного состава, распространенные на территории Хараматолоуского блока. Процессами регионального метаморфизма породы изменены до гнейсов, амфиболитов, сланцев, с сохранившимися в разной степени реликтами магматических структур. Термодинамические условия перекристаллизации магматитов, устанавливаемые по минеральным ассоциациям и химизму минералов, аналогичны P-T условиям метаморфизма вмещающих пород и соответствуют эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фациям.

*Метагранитоиды* локализованы в центральной, наиболее эродированной части Хараматолоуского блока. Вмещающими для них породами являются метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи хараматолоуской серии. Отмечается пространственная приуроченность метагранитоидов преимущественно к меланократовой части разреза серии, представленной ортоамфиболитами изьякырьюской свиты. Метагранитоиды образуют пластообразные тела, вытянутые в

северо-северо-западном направлении, мощностью 200-300 м и протяженностью до 5 км, которые смяты в складки совместно с вмещающими породами. Контакты их с вмещающими породами резкие интрузивные или постепенные. В последнем случае наблюдается гранитизация вмещающих асфидолитов. Представляют собой серые, массивные или тонкополосчатые, слабобасланцеванные породы. Макроскопически часто устанавливается реликтовая порфириформная структура. Структура основной ткани мелкозернистая гранобластовая или лепидогранобластовая, порфириформная. Главными минералами являются кварц (30-50%) и плагиоклаз (40-60%), второстепенными - биотит, мусковит (1-5% каждый), эпидот, хлорит, гранат (до 5% в сумме). Порфириформы относятся к синкинематическому типу, сложены альбитом, во включениях – преимущественно кварц. Плагиоклаз основной ткани представлен альбитом. Порфириформные включения, занимающие до 10% объема породы, по составу соответствуют основному олигоклазу. Размер порфириформ и порфириформных выделений – 2-5 мм. В небольшом количестве в составе пород встречаются мелкие зерна калиевого полевого шпата с антипертитовыми вросками плагиоклаза. Единичные зерна граната, размером от 0,3 до 2 мм имеют правильные кристаллографические формы. Гранат по составу соответствует алмадину и обладает прямой химической зональностью.

*Метагаббро и метагаббродолериты* встречаются среди метаморфитов всех толщ Хараматолоуского блока. Наиболее крупные (мощность - сотни метров, протяженность - первые километры) тела метагаббро вскрыты на левом берегу р. Лымьявож, на водоразделе рек Бол. Хараматолоу и Тышор. Ограничения тел, как правило, тектонизированы. Вмещающими для метагаббро породами являются метаморфиты хараматолоуской серии (с востока) и ивтысьшорской свиты (с запада). Поверхности контактов прямолинейные, имеют крутые падения и северо-северо-западные простирания. Мелкие тела метагаббродиабазов залегают среди пород ивтысьшорской свиты и хараматолоуской серии в виде небольших, согласных с общим простиранием вмещающих толщ, линзовидных тел и даек также северо-северо-западной ориентировки. Мощность тел варьирует от нескольких метров до первых десятков метров, протяженность соответственно – от первых десятков метров до 1 км. В связи с неравномерным проявлением метаморфизма, степень перекристаллизации основных магматитов в разных частях Хараматолоуского блока различна. Метагаббродолериты в поле хараматолоуской серии по петрографическим особенностям не отличаются от метабазитов вмещающих толщ. Макроскопически они представляют собой массивные или гнейсовидные породы темно-зеленого цвета. Структура пород преимущественно гранонематобластовая мелкозернистая, реликты порфириформной встречаются крайне редко. Порфириформные включения представлены таблитчатыми зернами роговой обманки сине-зеленого цвета, размером 2-3 мм. В минеральном составе основной ткани преобладают обыкновенная роговая обманка (50-70%), плагиоклаз (30-40%), эпидот (10-20%), (0-5%); из второстепенных - кальцит, хлорит, кварц, рудные.

Метагаббро развитые в зоне контакта между хараматолоуской серией и ивтысьшорской свитой, и метагаббродолериты локализованные в последней отличаются лучшей сохранностью реликтовых структур и менее высокотемпературными минеральными ассоциациями. Породы имеют зеленовато-серую окраску, сланцеватую текстуру. Структура бластопорфировая. Основная ткань мелко- или тонкозернистая (0,05-0,3 мм), состоит из бледно окрашенной роговой обманки или актинолита (20-50%), эпидота (10-20%), кальцита (0-10%), незначительного количества (до 10% в сумме) хлорита, кварца, биотита, мусковита, титанита, редких зерен граната. Для метагаббро характерно присутствие фуксита (до 2%). Реликтовые минералы занимают от 10 до 60% объема породы и представлены частично обесцвеченной роговой обманкой, реже – деанортизированным плагиоклазом. Размеры порфировидных вкрапленников составляют, в среднем, 5 мм.

Метагаббро и метагаббродолериты (Прил. 7, лист 1) характеризуются нормальной щелочностью, умеренной глиноземистостью и отличаются от метабазитов ивтысьшорской свиты и хараматолоуской серии пониженным содержанием натрия и более высоким содержанием титана.

Для метагранитоидов характерны умеренная глиноземистость, умеренная железистость, высокое содержание натрия, при низком – калия. В сравнении с метариолитами ивтысьшорской свиты отмечается незначительно повышенное содержание Mg, Ca, и преобладание окисного железа над закисным, что может быть связано с различиями в степени метаморфизма.

Тесные пространственные связи, изофациальность по степени метаморфизма, а также определенное сходство в химическом отношении метагранитоидов, метагаббро, метагаббродиабазов и вулканогенных пород Хараматолоуского блока, указывают на вероятность их комагматичности. По многим петрохимическим параметрам: бимодальность состава, известково-щелочная специфика кислых магматитов, умеренная глиноземистость базитов, натровая специфика щелочности, породы кыквомшорского комплекса аналогичны метаэффузивам ивтысьшорской свиты. Впервые предположение о субвулканической природе пород кыквомшорского комплекса и комагматичности их с метаморфизованными риолитами и базальтами ивтысьшорской свиты впервые было высказано и обосновано П.М. Кучериной [108]. Вопрос о формационной принадлежности рассматриваемых пород изучен предшествующими исследователями, диагностировавшими их как островодужные образования [108], [14].

Вопрос о возрасте образований Хараматолоуского блока до настоящего времени остается дискуссионным. П.М. Кучериной [108] возраст пород кыквомшорского комплекса, как и возраст вмещающих толщ ивтысьшорской свиты определялся позднерифейским. А.П. Прямоносовым [39] на основе единичных находок конодонтов (нам их подтвердить не удалось, не смотря на массовое опробование) предложено считать все метаморфические образования Хараматолоуского блока ниже-среднепалеозойскими. При этом постулировано метасоматическое происхождение всех гранитоидов кыквомшорского комплекса.



Ю.Л. Ронкиным по единичным цирконам, которые были выделены нами из метаплагиогранитов кыквомшорского комплекса U/Pb методом определен их абсолютный возраст  $524 \pm 2$  млн. лет. Скорее всего, он не фиксирует собственно внедрение плагиогранитов, а отвечает эпохе коллизионного метаморфизма байкалид в раннем кембрии. Таким образом, можно считать доказанным досреднекембрийский возраст метаморфизма пород Хараматолоуского блока и соответственно более древний, по крайней мере, докембрийский возраст их образования. Поэтому возраст кыквомшорского комплекса принят нами позднерифейским, по аналогии с вмещающими породами ивтысьшорской свиты. При этом необходимо отметить, что верхний возрастной предел последней по аналогии с бедамельской серией более логично было бы считать также вендским.

*Экструзивно-субвулканические образования лядгейского андезибазальт-риолитового комплекса ( $\lambda V_2/d$ ).* Представлены на хр. Енганэпэ довольно многочисленными экструзивно субвулканическими образованиями кислого состава (риолитами, риодацитами), коагматичными кислым покровным образованиям верхов бедамельской серии и несколькими дайками долеритов ( $v\beta$ ). Форма тел в плане преимущественно неправильная и овальная, часть из них представляет собой фрагменты жерловых аппаратов. Хорошо выделяются на АФС по светлому фототону. Вмещающие породы представлены как вулканогенно-кремнистыми образованиями манюкуяхинской толщи, так и андезибазальтами и кластолавами бедамельской серии. Контакты тел активные, риолиты при приближении к ним приобретают афанитовый облик.

Макроскопически риолиты лядгейского комплекса представляют собой светло-зеленые, светло-серые, светло-розовые породы, массивные, плотные, с раковистым сколом, с вкрапленниками полевого шпата. Структура основной массы микропйкилитовая, в сочетании с микрофельзитовой и элементами гранофировой. Состав: полевые шпаты и продукты их изменения 65-75 %, кварц 25-35 %. Вторичные минералы: тонкопылеватый гематит, серицит, хлорит, альбит, лейкоксен, пирит, ортит. Акцессорные (циркон, монацит) единичны. Ориентированное в одном направлении расположение зерен кварца определяет неясно-флюидальную текстуру. В кластолавах обломки слабо противопоставляются цементу, обладают реликтовой фельзитовой структурой и ориентированы в одном направлении. В жерловых фациях наблюдаются специфические миндалекаменные текстуры («гороховый камень»). Миндалины зональные, выполнены кальцит-альбит-кварцевым материалом. По химическому составу породы (Прил. 7, лист 2) относятся преимущественно к нормальному и отчасти умеренно-щелочному рядам, по щелочности принадлежат преимущественно к Na и отчасти K-Na сериям, весьма высокоглиноземистые ( $al'=5,8-7$ ). На петрохимических диаграммах (Прил 7, лист 3) ложатся в поля их эффузивных аналогов. Отличаются высокими содержаниями Rb (280-330 г/т), и Sr (240-290 г/т), что указывает на их формирование в условиях зрелой островной дуги в заключительную предколлизионную стадию развития байкалид.

Петрофизически риолиты характеризуются низкой плотностью ( $2,62-2,66 \text{ г/см}^3$ ) и низкой магнитной восприимчивостью. Однако по результатам проведенной нами на участке «Изьявожский» магнитной съемки м-ба 1:25 000 полоса коренных выходов риолитов пространственно сопряжена с положительной аномалией магнитного поля субмеридионального простирания, к которой также тяготеют локальные аномалии ртути (по результатам наземной газортутной съемки). Это можно объяснить вторичным обогащением экзоконтактных зон тел риолитов магнетитом.

Абсолютный возраст риолитов определен по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСГЕИ [60] в интервале 555-547 млн. лет и отвечает, таким образом, основанию верхнего венда (Прил. 6).

### **Интрузии каледоно-герцинского тектоно-магматического этапа.**

#### **Интрузии палеоконтинентального сектора.**

*Леквожский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный* ( $v\beta O_{1-2}l$ ) назван по рч. Левож, в верховьях которого на южном склоне хр. Манитанырд описаны несколько характерных тел. Выделен Б.Я. Дембовским [94] и представлен телами габбродолеритов прорывающих породы нижней части манитанырдской серии ( $\epsilon_3-O_1$ ). Форма большинства тел – согласные и субсогласные силлы, реже дайки. Межпластовые залежи характеризуются мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, чаще от 10 до 50 м. Длина их от первых сотен метров до 10 км. В образованиях энганэпэйской свиты и бедамельской серии – форма тел неправильная лакколитообразная или штокообразная, не вписывается в структуру доуралид. Так, для наиболее крупного тела отмечены в плане размеры 5 на 2 км. Долериты и габбродолериты более устойчивы к процессам выветривания, чем вмещающие породы и поэтому в рельефе они часто фиксируются в виде останцовых возвышенностей и гривок, или в виде крупноглыбовых элювиальных развалов, форма и направление которых соответствуют форме тел. Характерен горячий контакт с вмещающими породами. Долериты в эндоконтактах от мелкозернистых до скрытокристаллических часто в кровле с ксенолитами вмещающих пород. Мощность зон эндоконтакта невелика – до 0,5-2,0 м.

Часть интрузий комплекса имеет перидотит-габбровый состав и относятся к типу расслоенных. Одно из таких тел (Маниташорский массив) выделяется в южной части хр. Манитанырд среди эффузивов бедамельской серии. Породы массива представлены габбро, перидотитами, а также переходными разностями. Ранее перидотиты массива ошибочно отрывались от габброидов и относились к энганэпэйскому комплексу.

Макроскопически долериты зеленовато-серые мелкозернистые массивные породы с габбро-офитовой или габбро-пойкило-офитовой структурой.

Габбро - средне-крупнокристаллические массивные породы темно-серого и серого с зеленоватым оттенком цвета, с габбровой и бластогаббровой и лепидогранобластовой структурой. Характерен примерно одинаковый идиоморфизм плагиоклаза и моноклинного пироксена. Первич-

ный плагиоклаз в габбро замещен олигоклазом, соссюритом и серицитом. Нормативный состав плагиоклаза соответствует лабрадору (50-70% An) и битовниту (70-90% An). Состав всех габброидов примерно одинаков: плагиоклаз (55-65%), моноклинный пироксен (33-4%), роговая обманка (0-2%). Акцессории - апатит, ортит, кианит, пирит. Среди вторичных развиваются соссюрит, амфибол, хлорит, лейкоксен, эпидот-цоизитовые минералы, карбонат, серицит, скаполит. Из рудных минералов присутствуют ильменит, рутил и титанит, реже магнетит.

Плагиоклаз – в виде беспорядочно ориентированных лейст и призм, размером до 5 мм, часто соссюритизирован, серицитизирован, иногда образует пойкилитовые вростки в пироксене и роговой обманке. Моноклинный пироксен развивается в интерстициях зерен плагиоклаза и образует зерна неправильной формы размером до 4,5 мм,  $C:N_g=36-40^0$ , по контуру и по трещинам замещается роговой обманкой, хлоритом, эпидотом. Роговая обманка развивается в виде зерен неправильной, ромбовидной формы размером от 0,02 до 1,8 мм, темно-бурая,  $C:N_g=10-15^0$ .

Серпентинизированные ультрамафиты по нормативному составу относятся к лерцолитам и пироксенитам, обладают массивной, либо линзовидно-полосчатой текстурой и петельчатой, волокнистой либо реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой. Перидотиты сложены серпентин-магнетитовым агрегатом и псевдоморфозами вторичных минералов по пироксену и оливину. Серпентиниты представлены лизардитом и хризотилом. Пироксениты - среднезернистые, массивные породы, сложенные моноклинным пироксеном и агрегатом вторичных минералов. Из рудных в ультрамафитах преобладают магнетит и хромшпинелид, присутствуют сульфиды (халькопирит, пирротин и пирит). Отмечаются проявления аксинита и золотосульфидная минерализация.

Согласно петрохимической классификации для плутонических пород, часть составов комплекса попадают в поле габбро, а часть относится к семейству ультраосновных пород. Средний состав базитов комплекса отвечает умеренно-щелочному габбро (базальту) ( $SiO_2 - 48,61\%$ ,  $Na_2O - 2,81\%$ ,  $K_2O - 2,83\%$ , сумма щелочей  $Na_2O+K_2O - 5,65\%$ ), Габбро и долериты Маниташорского массива относятся к низко- и умеренно-щелочной серии нормального ряда (Прил. 7, лист. 6). На диаграмме  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  фигуративные точки пород леквожского комплекса расположены в полях натриевой и калиево-натриевой серии (Прил.7, рис.7, 8). Это соответствует отношению  $K_2O/Na_2O = 0,05-0,7$ . По коэффициенту глиноземистости породы относятся к низкоглиноземистым:  $al' = Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO) < 1$ . На диаграмме отношения железистости к кремнезему фигуративные точки пород комплекса образуют единый тренд, близкий к толеитовому.

К геохимическим особенностям пород леквожского комплекса относятся надкларковые содержания хрома и сурьмы. Концентрации Cr, Sb, Th, U, Ta, Eu в долеритах в 1-2 раза превышают кларковые. При этом Rb, Sr, Ba, Ni, Zn, Se, As, Br, Hf, Zr, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Er, напротив, ниже кларка (Прил., рис.4). При рассмотрении графика распределения микроэлементов нормализован-

ных по N-MORB, отмечаются положительные аномалии K, Ba, Ta, а также высокие концентрации Ni и Cr, что объясняется их надкларковым содержанием в данных породах (Прил. 7, лист. 7, 8).

На графике распределения микроэлементов, нормализованных по хондриту, долериты леквожского комплекса характеризуется незначительной обогащенностью легкими элементами с положительной европиевой аномалией, что отражает невысокий уровень фракционированности исходного расплава, при этом у габброидов комплекса он существенно выше (Прил. 7, лист. 8).

На дискриминационной диаграмме Ti-Zr для базальтов (по Дж. Пирсу и Дж. Канну) средние составы пород леквожского комплекса попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов (Прил. 7, лист. 8).

Таким образом, на основе обобщения данных о геологической позиции и особенностях химического состава в геодинамическом аспекте, следует, что породы леквожского комплекса образовались во внутриплитной обстановке на коре континентального типа.

В магнитом поле расслоенная интрузия Маниташорского массива ввиду высокой магнитной восприимчивости перидотитов картируются контрастными положительными аномалиями  $\Delta Ta$ , что является надежным поисково-картировочным признаком.

Возраст образований леквожского комплекса нижеордовикский в виду отсутствия тел комплекса среди карбонатных отложений хантейской свиты среднего ордовика. Нижний возрастной предел обусловлен тем, что породы прорывают отложения манитанырдской серии, или образуют послонные тела среди последних, тяготея к нижней части серии.

Данные представления находят подтверждение и в результатах изотопного датирования долеритов комплекса Sm/Nd методом ( $476 \pm 61$  млн. лет), которое было проведено Ю.Л. Ронкиным по отобраннам нами монофракциям амфиболов, плагиоклазов и валовому составу (Прил. 6).

*Субвулканические образования леквожского комплекса вулканического ( $\chi D_{1-2kv}$ )* представлены единичным телом лампрофиров, которое было выявлено в 1997 г. И.М. Малых при проведении профильной магниторазведки при поисках марганцевых руд. Лампрофиры характеризуются высокой магнитной восприимчивостью и выделились амплитудной линейной магнитной аномалией. Ориентировка аномалии северо-восточная, протяженность до 200 м, при ширине 10-15 м. Тело полностью перекрыто четвертичными отложениями. При заверке эпицентра, шурфом на глубине менее 1 м были вскрыты элювиальные развалы темно-зеленых пород, которые при микроскопическом описании были классифицированы Е.В. Котельниковой как лампрофиры биотит-клинопироксеновые - единиты, что было подтверждено также результатами силикатного анализа. К сожалению, в виду консервации работ по поискам марганца в дальнейшем пробы и результаты анализов были утрачены.

Под микроскопом породы обладают гломеропорфировой структурой с апоинтерсертальной основной массой. Состав: клинопироксен – 55-60%, разложившееся стекло – 30%, биотит – 10-

15%, акцессории – апатит (е.з.) и титаномагнетит (1%). Вкрапленники (10-15% от основной массы) представлены в основном фенокристаллами биотита таблитчатой формы и отчасти - клинопироксена (не более 1%). Основная масса (85-90%) сложена агрегатом беспорядочно ориентированных тонко-длиннопризматических кристаллов клинопироксена, промежутки между которыми выполнены серентин-хлоритовым агрегатом, образовавшимся, вероятно, в результате разложения стекла. В составе основной массы отмечаются единичные случаи скопления радиально-луччатого пумпеллита и единичные ксеноморфные зерна кварца. Титаномагнетит рассеян в основной массе и частично замещен сфеном.

Отнесение пород к косвожскому комплексу вулканическому произведено условно в виду локализации лампрофиров в поле развития косвожской свиты, в составе которой в районе присутствуют единичные пласты трахибазальтов. Возраст условно принят ранне-среднедевонским аналогично возрасту косвожской свиты.

**Яйюский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый** ( $\nu, \delta, \gamma \delta, \rho \gamma C_3 - Pj$ ) представлен серией тел различного состава от габбро до гранодиоритов и плагиогранитов локализованных в пределах Восточногубеинского пакета покровов. Наиболее типичные тела слагают возвышенности Янескеу и Яймыльк. В качестве петротипа рассматривается многофазная интрузия на р. Яйю. Ширина последней 600-700 м, по простиранию она следится на 2,5 км. Западный контакт интрузии - тектонический, совпадает с линией Вехнехаротского надвига. Восточный и южный контакты интрузивные, она прорывает породы губеинской свиты. Мощность зоны экзоконтакта 50-70 метров, характерно ороговикование и окварцевание вмещающих алевролитов. Зона эндоконтакта имеет мощность до 10 метров. Характерно обогащение эндоконтактной зоны мусковитом, присутствие в кварцевых жилах ксенолитов вмещающих пород.

В составе Яйюского массива выделены кварцсодержащие габбро, долериты, габбродолериты, кварц-роговообманковые диориты, диориты, гранодиориты, граниты, адамелиты, плагиограниты, лампрофиры, аплиты, которые группируются в три фазы внедрения.

**Первая фаза** представлена кварцсодержащими габбро, габбродолеритами и долеритами обособленными в виде тела размером 800x100-150 м в центральной части интрузии.

**Вторая фаза** представлена кварц-роговообманковыми диоритами, диоритами и лампрофирами и слагает два относительно небольшие поля в центральной части интрузии. Кроме этого кварцевыми диоритами сложены мелкие интрузивные тела на простирании описываемой интрузии (г. Яй-Мыльк). Кварцевые диориты, диориты представлены различными по количеству темноцветов разновидностями: от мелано- до лейкократовых. Часто они переходят в плагиограниты, образуя между собой постепенные переходы. Лампрофиры слагают небольшие дайки 0,1-6 м. По простиранию такие дайки прослеживаются на 10-15 метров. Располагаются среди кварцевых и кварц-амфиболовых диоритов, кварцсодержащих габбро, имея с этими породами активные контакты.

*Третья фаза* представлена амазелитами, гранодиоритами, гранитами, и плагиогранитами, слагающими большую часть интрузии. При этом наиболее широким развитием пользуются плагиограниты, которые слагают полностью ее северную оконечность и среднюю часть. Жильные разности представлены аплитами и гранит-порфирами. Размер жильных тел 0,05-0,5 м по мощности и 5-8 м по простиранию. Они прорывают как диориты и габброиды, так и граниты.

Остальные интрузии яйюского комплекса в пределах листа образуют серию небольших линейных и изометричных тел вытянутую в юго-восточном направлении от р. Яйю до верховьев р. Харота, сложенных преимущественно кварцевыми диоритами параллелизуемыми со 2-й фазой Яйюского массива. Размеры тел не превышают 50-100 метров по мощности и до 300 - по простиранию. По форме это силлы и дайки. Активное контактное воздействие отмечается повсеместно в виде ороговикования и окварцевания вмещающих пород. Вмещающими породами являются, как отложения грубеинской свиты, так и образования черногорской серии, что свидетельствует о позднем послескладчатом или соскладчатом их внедрении и является основанием считать время формирования комплекса позднекаменноугольно-пермским.

### **Интрузии палеоокеанического сектора.**

#### **Войкарский офиолитовый пояс.**

В пределах листа Q-41-XI рассматриваемые образования представлены в южной части площади небольшим фрагментом (280 км<sup>2</sup>) ультрабазитовой и, частично, габброидной части офиолитового разреза северной части Войкаро-Сынинского массива. Ультрабазитовая часть выделена в райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс, вышележащая габброидная – в кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс. Лагортаюский комплекс параллельных даек и осадочно-вулканогенные образования хараматалоуской свиты, наращивающие разрез офиолитовой ассоциации, развиты за пределами района.

*Райизско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый плутонический* ( $\text{O}_1\text{-}2\text{r}\nu$ ). Объединяет реститовые ультрабазиты, сформированные в процессе длительного, последовательного деплетирования мантийного материала. Доминирующее положение среди них занимают гарцбургиты, значительно менее распространены дуниты и, в подчиненном количестве отмечаются лерцолиты. Породы жильной серии представлены разнообразными пироксенитами (ортопироксенитами, вебстеритами, редко, клинопироксенитами) и их оливиновыми разновидностями. К жильным образованиям можно отнести и дунитовые тела, дискордантные к полосчатости перидотитов, секущие полосчатость хромитовых руд в дунитах, часть рудных тел хромитов. В геологическом строении дунит-гарцбургитового комплекса значительная доля принадлежит ультраосновным метаморфитам, составляющим около 30-35 %.

Ультрабазитами дунит-гарцбургитового комплекса сложена нижняя часть Войкарского аллохтона, надвинутого, в пределах листа, на рифейские метаморфизованные базиты Хараматолоу-

ского блока. Подошва офиолитового аллохтона характеризуется пологим юго-восточным падением, подстилающие породы тектонизированы, в ультрабазитах широко проявлены процессы серпентинизации. Относительно полные разрезы дунит-гарцбургитового комплекса вскрываются в верховьях р. Харота, руч. Хароташор, р. Пайтывис, р. Мал. Хараматолоу. Максимальная доступная наблюдению мощность разреза составляет не менее 7 км. Комплекс имеет гетерогенное строение, обусловленное варьирующим набором пород и их разновидностей, однако, пространственное положение породных ассоциаций, структурно-вещественные характеристики пород и минералов не зависят от их положения в вертикальном разрезе. Это подтверждает реститовую природу ультрабазитов и определяющую роль в формировании комплекса пород процессов деплетирования.

В составе комплекса различаются гарцбургитовая (лерцолит-гарцбургитовая) и дунит-гарцбургитовая ассоциации пород, обладающие определенным набором типоморфных признаков.

Гарцбургиты и лерцолиты гарцбургитовой ассоциации в генеральном ряду формаций являются наиболее ранними. Внутреннее строение ассоциации определяется деформационными структурами. На начальном этапе происходит формирование полосчатых текстур, уплощенности и мелкой изоклиальной складчатости. С этим этапом связывается образование неистощенных гарцбургитов и появление локальных выделов базальтоидного расплава [31]. Гарцбургиты характеризуются грубой полосчатостью, являющейся элементом расслоенности пород, обусловленной переменным содержанием пироксена вдоль субпараллельных полос. Содержание ортопироксена в породах варьирует от 20 (истощенные гарцбургиты) до 35% (неистощенные литофильными компонентами гарцбургиты). Полосчатость проявлена в гарцбургитах неравномерно. Среди полосчатых разновидностей, отмечаются участки и отдельные линзовидные тела однородных гарцбургитов и лерцолитов. Следующий этап деформации проявился в смятии полосчатых гарцбургитов в крупные складки конического типа и формированием крупных желобовидных структур (синформ) северо-восточного простирания. Со складчатыми деформациями этого этапа связывается развитие системы линейных зон пластично-сколовых деформаций, контролирующей образование дунитов, пироксенитов, хромититов [46], [56].

Крупные тела дунитов формируются в зонах максимальной концентрации сколовых деформаций и локализованы в осевых частях синформ и осложняющих их складок и представляют собой результат разрастания и слияния жилоподобных тел дунитов, сформированным по локальным столовым зонам. Здесь формируются тела штокообразной и линзовидной формы. Крупные дунитовые тела, как правило, окружены штокверком дунитовых жил, пироксенитов и, очень редко, хромититов представляющих комплиментарную серию пород к неистощенным гарцбургитам. В ряде случаев ореол жилоподобных образований вокруг тел дунитов отсутствует. От таких тел отходят протяженные (до 5 км и более) линейно-вытянутые зоны пластично-сколовых деформаций шириной от первых десятков до первых сотен метров, которые глубоко врезаются в поле гарцбургитов.

гитов. Зоны трассируются цепочкой вытянутых линзовидных тел дунитов, хромитов и вебстеритов. Примером крупной линейной зоны пластично-сколовых деформаций является зона, включающая Лекхойлинское и Левопайерское рудопроявления хромитов.

Гарцбургиты и лерцолиты гарцбургитовой ассоциации содержат 20-35% энстатита, 0,5-7% диопсида, 65 – 75% оливина и < 0.5% хромшпинелида. Структуры пород тектонитовые, разнозернистые полигональные, редко, гранобластовые с отчетливой директивностью. Крупные кристаллы энстатита практически всегда содержат тонкие пластинчатые вроски диопсида, имеют зональное строение вследствие обеднения краевых зон кристаллов Al, Ca, Cr и обогащением Fe и Si относительно ядерных частей. Составы мелких зерен энстатита близки к составам краевых частей крупных кристаллов. Энстатиты и диопсиды лерцолитов и гарцбургитов этой ассоциации имеют повышенные содержания Al и Cr, а для акцессорных хромшпинелидов характерно пониженное содержаниями хрома. Характеристики микроструктур и составов гарцбургитов, дунитов и пироксенитов приводятся в работах [23], [46], [56].

Составы породообразующих минералов в породах гарцбургитовой ассоциации варьируют слабо, в отличие от состава аксессуаров (табл. 3.1).

Таблица 3.1

	Оливин (Fa)	Энстатит (Fs)	Диопсид (f)	Хромшпинелид				
				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO
Гарцбургитовая ассоциация								
Лерцолиты	10,4	9.8	6.9	42.5	24.8	17.0	0.21	15.4
Гарцбургиты	9,0	9.0-8.8	5.9	33.3	33.0	19.5	0.21	13.6
Дуниты жильные	8,7	8.8	6.1	29.5	35.6	21.52	0.25	12.8
Дуниты средних и крупных тел	-	-	-	19,0	46,6	23.0	0.40	10,6
Дунит-гарцбургитовая ассоциация								
Гарцбургиты	8,0-9,5	9.5-10,8	5.4-6,7	13,6	48,9			7,1
Дуниты	6,8-10,5			14,5	46,5			8,0

Примечание: Таблица составлена по материалам [23], [46], [121].

Химические составы лерцолитов и гарцбургитов отражают составы слагающих их минералов. В лерцолитах повышены содержания CaO (1,1-2,62%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,10-1,62%) по сравнению с гарцбургитами 0,49-0,98% и 0.75-1,23% соответственно. Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гарцбургитах (0,36-0,42%) и лерцолитах (0,32-0,50%) изменяются незначительно. По петрохимическим характеристикам (Прил. 7, лист. 4) гарцбургиты этой ассоциации сопоставимы с гарцбургитами из срединно-океанических хребтов со средней и высокой скоростями спрединга [31]. Со становлением гарцбургитовой ассоциации связано формирование хромитового оруденения низкохромистого глиноземистого типа.



Образования дунит-гарцбургитовой ассоциации в пределах листа имеют ограниченное распространение, занимая около 15 % площади ультрабазитов райизско-войкарского комплекса в северной части Харотского блока, в северной половине Косшорского блока и фрагментами в северо-восточной части Хойлинского блока. В отличие от образований гарцбургитовой ассоциации, имеющей достаточно однородное, выдержанное строение, дунит-гарцбургитовая ассоциация характеризуется большим разнообразием. В строении рассматриваемых образований Б.В. Перевозчиковым [31] выделены два парагенезиса пород, отвечающие двум этапам образования. Ранний - представлен слабо истощенными гарцбургитами с 15-20 % пироксена, поздний – сильно истощенными гарцбургитами с 10-15 % пироксена, дунитами, вебстеритами и хромититами с высокохромистым хромшпинелидом. Породы дунит-гарцбургитовой ассоциации были сформированы на позднем этапе высокотемпературных деформаций горячего твердопластичного тела гарцбургитов, «выкалывающегося» из мантии [46]. Вероятно, по этой причине основной объем пород дунит-гарцбургитовой ассоциации формируются в краевых частях тела гарцбургитов. Зоны пластично-сколовых деформаций фиксируются телами дунитов. Размеры дунитовых шлиров и тел изменяются от первых сантиметров до сотен метров. Насыщенные дунитами поля имеют сложные очертания и форму вытянутых зон. В пределах района практически все крупные тела имеют уплощенную силлообразную форму, характеризуются пологим залеганием. В кровле тела дунитов осложняются многочисленными апофизами, согласными с полосчатостью вмещающих гарцбургитов и проникающими в них на десятки и сотни метров. Часть апофиз дунитов содержит рудные обособления хромитов мощностью от первых сантиметров до 3 метров. Руды густовкрапленные и сплошные, глиноземистые. Мощности силлообразных дунитовых тел часто превышают 300 – 400 м. Эти дуниты в апикальных частях иногда содержат достаточно крупные залежи хромитовых руд средне-густовкрапленных, высокохромистых (Косшорское, Харотское рудопроявления). Апофизы дунитов совместно с вмещающими гарцбургитами формируют над дунитовым телом комплекс пород, состоящий из частого разномасштабного шлировидно-полосчатого чередования дунитов и гарцбургитов. Картирование по количеству дунитовой составляющей [31], [32] показало, что количество дунитовых обособлений весьма изменчиво и уменьшается при удалении от крупных дунитовых тел от 50-60% до первых процентов. Структурно-вещественный состав пород дунит-гарцбургитовой ассоциации изучен значительно слабее вследствие широкого проявления среди них процессов преобразования.

Текстуры гарцбургитов полосчатые. Структуры разномасштабные, иногда гранобластовые, являющиеся результатом рекристаллизации.

Гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации содержат 10-25 % энстатита, 0,5-2 % диопсида, 75 –85 % оливина и < 0.5 % хромшпинелида. Крупные кристаллы энстатита зональны, от центра к краям в них увеличивается железистость и уменьшается содержание алюминия, хрома и

кальция. Составы мелких зерен энстатита близки к составам краевых частей крупных кристаллов. Энстатиты дунит-гарцбургитовой ассоциации имеют железистость 9,5-10,8, отличаются от энстатитов гарцбургитовой ассоциации более низкими содержаниями алюминия и хрома. О вариации составов породообразующих минералов в породах дунит-гарцбургитовой ассоциации (табл. 3.1), за исключением оливина, сведений нет. Изменение железистости оливинов зависит от положения относительно рудных тел и от процессов преобразования (антигоритизации). Составы акцессорных хромшпинелидов варьируют слабо.

Формирование пород дунит-гарцбургитовой ассоциации по петрохимическим данным могло происходить в геодинамических обстановках островных дуг в условиях надсубдукционного мантийного клина [31] при более высоких температурах и давлении, обусловивших дополнительное истощение гарцбургитов за пределами зон пластично-сколовых деформаций. С ее становлением связано формирование хромитового оруденения высокохромистого типа.

Метаморфические ассоциации, развивающиеся по ультрабазитам, представлены группой равновесных метаморфитов и пород с неравновесными минеральными парагенезисами [5]. Первая группа включает амфибол-(хлорит)-энстатит-оливиновые, амфибол-оливиновые и оливин-антигоритовые породы (от высоко к низкотемпературным). Во вторую группу входят породы испытавшие низкотемпературную амфиболизацию, оталькование и петельчатую серпентинизацию. Петельчатая серпентинизация или массовая лизардитовая серпентинизация [4] связана с первым этапом метаморфизма ультрабазитов, характеризуется регрессивной направленностью. В ходе изотопных исследований установлена морская природа воды. Степень серпентинизации пород Пайерского блока составляет в среднем около 50 % [24], слабо возрастая к краевым частям. В центральной части Пайерского блока сохранились участки практически неизменных пород. Изменения отвечают условиям зеленосланцевой фации и носят изохимический характер.

Со вторым этапом прогрессивной направленности связано формирование комплекса метаморфизованных ультрабазитов, включающих амфибол-талк-оливиновые, антигорит-оливиновые массивные и сланцеватые породы и рекристаллизованные пегматоидные дуниты. Площади выхода пород составляют не менее 35%. Данные образования представляют собой продукты глубинного дислокационного метаморфизма ультрабазитов и слагают зоны переменной мощности (от первых метров до 400 м.) Падения зон юго-восточные под углами от 5 до 50°. Зоны сложены в основном оливин-антигоритовыми и сопутствующими им талк-оливиновыми и амфибол-оливиновыми породами. Строение зон неоднородное вследствие резкоградиентных условий метаморфизма отвечающих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. На основании данных по изотопии воды в оливин-антигоритовых породах Н.И.Брянчаниновой [4] сделан вывод о наследовании изотопного состава водорода воды антигоритом, замещающим лизардит-бруситовую ассоциацию петельчатых серпентинитов. Структурное положение зон ультраосновных метаморфитов свидетельствует об их

формировании в процессе выведения океанической коры на окраину континента. Вероятно, с этим этапом связано появление в ультрабазитах во фронтальной части аллохтона складчатых жил плагиогранитов и производных от них жил альбититов, жадеититов и актинолититов, талькитов.

Последующие этапы изменения связаны с преобразованиями ультрабазитов носят локальный характер и контролируются многочисленными зонами крутопадающих разрывов. Продукты метаморфизма представлены хризотиловыми серпентинитами и тальк-серпентиновыми породами.

В западной эндоконтактной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива наряду с жилами плагиоклазов, диопсидитов встречаются небольшие тела (15-20 м) натровых метасоматитов, представленные жадеитами и диопсид-жадеитами (**jd**). Тела жадеитов прослеживаются в виде параллельных полос, протягивающихся в юго-западном направлении. Вмещающие породы представлены серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Жадеититы представляют собой жилы и линзы мощностью 1,0-5,0 м и длиной до 100-150 м или в виде округлых (шаровидных) тел, шириною до 2,5 м.

Соотношение пород райизско-войкарского комплекса с перекрывающими образованиями кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса до настоящего времени не получили однозначного решения. Контакты затронуты низкотемпературными процессами тектонизации, однако в породах того и другого комплексов сохраняются фрагменты разрезов свидетельствующих о формировании зоны контакта в результате введения в соприкосновение горячих верхнемантийных образований райизско-войкарского и пород кэршорского комплекса. Оба они прорываются плагиогранитами и сопровождающими их жильными и метасоматическими образованиями собского и габбро-долеритами мусюрского комплексов.

Изотопно-радиологические определения возраста гарцбургитов и дунитов массива Райиз –  $409 \pm 26$  млн. лет (Sm/Nd изохрона по монофракциям оливина, ортопироксена и валовому составу) [39] практически идентичны возрасту собского комплекса и фиксируют по всей вероятности время перестройки минеральных парагенезисов в связи с внедрением островодужных тоналитов.

Поэтому возраст райизско-войкарского комплекса условно принят как ранне-среднеордовикский с учетом ордовикского возраста вулканической составляющей офиолитов – спилитов усть-конгорской свиты ( $O_{1-2}$ ), датированных палеонтологически [137].

**Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый плутонический** ( $\sigma$ ,  $v, vO_3-S_1k$ ) объединяет дуниты, верлиты, клинопироксениты, разнообразные габброиды и продукты их метаморфических изменений, расположенные к западу от поля райизско-войкарского дунит-гарцбургитового комплекса. Характерной особенностью кэршорского комплекса является полосчатое строение, обусловленное чередованием слагающих его разностей. Комплекс сформирован в процессе длительного, последовательного деплетирования мантийных ультрабазитов, несомненно, является многофазным и полихронным, однако накопленный к настоящему времени фактический

материал позволяет достоверно подразделить его образования только на две фазы: *первую* - *дунит-верлит-клинопироксенитовую* ( $\sigma, \nu_1 O_3 - S_1 k_1$ ) и *вторую* - *габбровую* ( $\nu S_1 k_2$ ). Также к первой фазе кэршорского комплекса условно отнесена ассоциация пород объединенных названием «краевые дуниты», хотя активный характер дунитов по отношению к породам нижней части разреза полосчатого комплекса позволяет сделать вывод об их вероятно несколько более молодом возрасте. К жильным образованиям кэршорского комплекса отнесены дискордантные к полосчатости пород мелкие тела дунитов и сопровождающие их оливиновые вебстериты, жилы анортозитов, габбро-норитов и пироксенитов, развитые в том числе и среди пород райизско-войкарского комплекса.

Петротип кэршорского комплекса находится за пределами листа на участке между рр. Трубаю и Лагортаю и описан А.А. Савельевым как трубаюская формация [46].

В пределах листа рассматриваемые образования представлены небольшим фрагментом и локализованы в его юго-восточном углу в виде полосы шириной около 3 км, которая прослеживается вдоль контакта с гарцбургитами от р. Мал. Хараматолоу на юго-западе до р. Бол. Хараматолоу. на северо-востоке. Фрагменты пород кэршорского комплекса установлены так же в тектонических блоках в зоне серпентинитового меланжа Хараматолоуского разлома, в клиппах и тектонических блоках среди метаморфитов хараматолоуской серии. Ксенолиты и скиалиты габброидов и ультрабазитов наблюдаются также в диоритоидах собского комплекса, ограничивающего с востока полосу образований кэршорского комплекса.

Наиболее полные разрезы нижней, существенно ультрабазитовой части комплекса вскрываются в бортах долины руч. Дзелятышор. Северо-западный контакт с породами райизско-войкарского комплекса в подавляющем большинстве наблюдений тектонизирован. В контактах с деплетированными ультрабазитами находятся породы разных частей разреза кэршорского комплекса. Полосчатость в зоне контакта интенсивно деформирована с образованием складок пластического течения с осевыми плоскостями параллельными контакту. Фрагменты разрезов с сохранившимися контактами пород двух комплексов встречены в бортах руч. Дзелятышор. В них между гарцбургитами и образованиями собственно «полосчатого» комплекса залегает ассоциация пород под названием «краевых дунитов», сложенная магнизиальными дунитами, их пироксенизированными разновидностями, верлитоподобными породами и вебстеритами.

В контактах с гарцбургитами и в центральной части тел дуниты однородные, включают редкие крупные ксенолитоподобные блоки тектонизированных истощенных гарцбургитов. Крупные тела «краевых дунитов» характеризуются силлообразной формой и пологим залеганием, в кровле осложнены апофизами, формирующими сетчато-полосчатую дунит-гарцбургитовую ассоциацию. «Краевые дуниты» имеют отчетливые секущие контакты с гарцбургитами и дунитами гарцбургитовой ассоциации. Переходы от «краевых дунитов» к породам дунит-гарцбургитовой ассоциации обычно постепенные.

Пироксенизированные дуниты, верлиты и лерцолитоподобные породы, клинопироксениты и вебстериты представляют непрерывный ряд пород образованных в результате пироксенизации апикальных частей тел «краевых» дунитов в контактах с породами «полосчатого» комплекса. Мощность зоны пироксенизации составляет 70-100 м. В зоне эндоконтакта «краевых дунитов» отмечаются частые ксенолитоподобные включения пород «полосчатого» комплекса, сохраняющие в крупных блоках типоморфные черты строения. Апофизы (?) «краевых» дунитов встречены также выше по разрезу среди пород «полосчатого» комплекса. Вскрытая мощность дунитов в правом борту руч. Дзелятышор составляет не менее 350 м.

Характеристика состава пород и минералов приводится по публикациям [46], [24]. Для дунитов и их пироксенизированных разностей характерны пойкилобластические (клинопироксен), частые, тектонитовые структуры, единые минеральные ассоциации, неравновесные парагенезисы: + оливин ± клинопироксен ± ортопироксен + амфибол ± хромит ± магнетит. Оливин высокомагнетизальный  $Fa_{8,7-11}$ , со слабым увеличением железистости от дунитов к верлитоподобным породам и оливиновым пироксенитам  $Fa_{11-15}$ . «Краевые» дуниты обычно серпентинизированы на 50-70%, железистость оливина вблизи контакта с гарцбургитами составляет 8,7-10,3, появление кальция связано с пироксенизацией дунитов. Оливин в дунитах расположенных в 200 и 400 метрах от контакта с гарцбургитами имеет железистость 9,6-9,8. Хромшпинелиды из дунитов идентичны локализованным в жильных дунитах среди гарцбургитов. Предварительный вывод о генетическом родстве дунитовых жил в гарцбургитах и «краевых» дунитов подтверждается данными о составах оливина и хромшпинелида.

Образования собственно «полосчатого» комплекса в районе представлены фрагментами нижней дунит-верлит-клинопироксенитовой части разреза, выделяемыми в первую интрузивную фазу. К образованиям второй фазы отнесены различные габброиды.

**Первая фаза** (дунит-верлит-клинопироксенитовая) сложена в нижней части чередованием дунитов, верлитов и клинопироксенитов с соотношением разностей 1:2:3 соответственно. Вверх по разрезу количество пироксенитов закономерно возрастает, верлиты и дуниты из разреза практически исчезают. Нижняя часть разреза, находящаяся в контакте с «краевыми» дунитами, представляет собой мощную (100-120 м) вероятно тектоническую зону, в которой закономерно чередующиеся дуниты, верлиты и пироксениты, приобретают шлирово-полосчатое, линзовидно-полосчатое, а часто и брекчиевидное строение. Отмечаются частые синдеформационные жильные тела дунитов активные к вмещающим образованиям. Формирующиеся безводные парагенезисы в тектонизированных пироксенитах, верлитах и дунитах, свидетельствуют о высоких (более 750°) температурах синтектонической рекристаллизации [46]. При этом вследствие резко градиентного характера дислокационных преобразований в тектонизированной толще сохраняются фрагменты с отмеченным выше хорошо выраженным ритмично расслоенным строением, обусловленным кон-

трастной закономерной перемежаемостью дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Ритмы мощностью от 0,8 до 2,5 м, сложены однородными среднекристаллическими разностями с характерными полигональнозернистыми структурами, равновесными минеральными парагенезисами:  $\pm$  оливин  $\pm$  клинопироксен  $\pm$  титаномагнетит  $\pm$  зеленая шпинель  $\pm$  халькопирит  $\pm$  пирротин  $\pm$  минералы платиноидов (Pd, Pt) и золота. В средней и верхней части разреза доминируют клинопироксениты и их оливиновые разности. Дуниты и верлиты в составе ритмов отмечаются фрагментарно и только в средней части. Ритмичная расслоенность неотчетливая, представлена чередованиями оливиновых клинопироксенитов с безоливиновыми разностями. Мощности ритмов меняется от 2 до 4 метров. В верхней части разреза среди клинопироксенитов появляются плагиоклазовые разности. Общая мощность дунит-верлит-клинопироксенитовой части разреза относимой к первой фазе не превышает 400-450 м.

Клинопироксениты, верлиты и дуниты, в нижней части разреза, иногда содержат в значимых количествах тонкую равномерную вкрапленность титаномагнетита (до 10-15%) и сульфидов (1-5%) (халькопирит, пирротин). В дунитах и верлитах отмечаются повышенные концентрации золота (до 5,45 г/т) (интерметаллиды от купроаурида до аурикуприда, золото-палладистая медь), палладия (до 1,84 г/т) (меренскит, мертиит и майченерит), платины (до 0,73 г/т).

К образованиям *второй фазы* отнесены представляющие среднюю часть разреза кэршорского комплекса расслоенные габброиды и ассоциирующие с ними клинопироксениты и анортозиты, активные по отношению к породам дунит-верлит-клинопироксенитовой части разреза и породам райизско-войкарского комплекса. Полосчатые метагабброиды и габброамфиболиты представляющие разрез верхней части комплекса обнажаются юго-восточнее за пределами района.

Непосредственные контакты габброидов с образованиями первой фазы отмечаются крайне редко. Они отчетливые с незначительным уменьшением кристалличности габброидов в эндоконтактах. Значительно шире проявляется влияние жильной фазы представленной анортозитами. В экзоконтактах крупных тел габброидов с пироксенитами и ультрабазитами формируются зоны пегматоидных амфибол-плагиоклазовых пород мощностью до 50 метров. В зонах высокотемпературного бластокатаклаза среди пироксенитов, верлитов и дунитов при инъекционно-метасоматическом воздействии анортозитов на магнезиальный субстрат формируются зоны мелко- и среднекристаллических тонкополосчатых плагиоклаз-роговообманковых пород амфиболитового облика, мощностью от первых метров до 200 м. По простиранию амфиболитоподобные породы постепенно сменяются такситовыми роговообманковыми габброидами 2 фазы.

Характерной особенностью строения габброидной части разреза является хорошо выраженная ритмичная расслоенность, в основных чертах аналогичная наблюдаемой в расслоенных интрузивах локализованных в платформенных или субплатформенных условиях (Скергаардский и Бушвельдский массивы, и т.д.). Определяющей чертой внутреннего строения этой части разреза явля-

ется закономерная смена вверх по разрезу ритмов пироксенит-габброноритового состава существенно габброноритовыми. В низах разреза ритмичная расслоенность часто осложняется цикличностью, обусловленной повторением определенных частей и появлением в основании циклов ритмов дунит-верлит-пироксенитового состава. Мощность ритмов варьирует от 30 до 80 см в нижней и от 5 до 40 см в верхней, существенно габброноритовой части разреза. Мощности отдельных циклов достигают 10-20 м. Вскрытая мощность пироксенит-габброноритовой части разреза в левом борту руч. Дзелятышор составляет не менее 150 м, габброноритовой части – более 1000 м.

Верлиты, перцолиты, клинопироксениты и вебстериты характеризуются сильной изменчивостью количественных соотношений минералов. В граничных прослоях верлитов и клинопироксенитов общая железистость пород почти одинакова, а по разрезу она увеличивается в сторону габброидов. Химический состав расслоенных габброноритов близок к среднему составу глиноземистого толеита. Вариации состава связаны с изменениями количественных соотношений породообразующих минералов и отвечают толеитовому тренду дифференциации (Прил. 7, лист 4).

Изотопно-радиологические определения возраста дунитов и верлитов кэршорского комплекса –  $410 \pm 15$  млн. лет (Sm/Nd изохрона по монофракциям оливина, клинопироксен-оливин и валовому составу) [39] также практически идентичны возрасту собского комплекса и фиксируют также время перестройки минеральных парагенезисов в связи с внедрением тоналитов.

Е.В. Хаиным и др. [54] по единичным цирконам U/Pb методом из плагигранитов в составе лагортаюского комплекса параллельных даек получена датировка  $490 \pm 7$  млн. лет, отвечающая границе кембрия-ордовика. В результате авторами предполагается, что возраст райизско-войкарского и кэршорского комплексов кембрийский.

Приведенные данные абсолютного датирования показывают, что пока еще опираться на них при установлении возраста офиолитов преждевременно. Их возраст более правильно на данном этапе изучения принимать исходя из общегеологических предпосылок в общеуральском контексте, что и было отражено ранее в серийной легенде Полярноуральской серии [137]. Поэтому возраст первой фазы кэршорского комплекса принят нами позднеордовикско-раннесилурийским, а второй фазы - раннесилурийским, с учетом того, что время заложения Малоуральской островной дуги приходится на поздний силур и ему отвечает начало накопления последовательно дифференцированной андезибазальт-дацитовый малоуральской формации.

### **Малоуральский вулканно-плутонический пояс.**

*Собский комплекс габбро-диорит-тоналитовый плутонический* на территории представлен крайне фрагментарно в юго-восточном углу листа, фрагментом батолита тоналитов 2-й фазы ( $\gamma\delta D_{1S_2}$ ) и дайками плагиогранитов и плагиоклазитов относимых к 3-ей фазе ( $\rho\gamma D_{1-2S_3}$ ) развитых среди образований райизско-войкарского и кэршорского комплексов. Все породы обнажены преимущественно в развалках.

Тоналиты и плагиограниты характеризуются гнейсовидной текстурой, гипидиоморфнозернистой структурой. Породообразующие (%): плагиоклаз (60-75) с прямой зональностью (An<sub>45-20</sub>), зеленая роговая обманка (5-15), кварц (15-25), биотит (5-15), калиевый полевой шпат (0-3). Акцессорные и рудные: апатит (1-2), сфен (1), магнетит (1-2), ортит, циркон.

Плагиогранитизированные «диоритизированные» габброиды и пироксениты имеют гнейсовидные, такситовые, атакситовые текстуры, структуры - бластокатакlastические, бластопорфировые. Породообразующие (%): плагиоклаз (10-55) с прямой концентрической зональностью (An<sub>80-30</sub>), реликты клинопироксена, редко реликты ортопироксена, бурая роговая обманка (45-85), кварц (2-5), биотит (1-3). Акцессорные и рудные: апатит (2-4), сфен (5), магнетит (5-10), ортит, циркон.

Петрохимическая характеристика пород комплекса подробно рассмотрена в работах Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [68], Д.Н. Ремизова [42]. По их данным они относятся к известково-щелочной серии и являются недосыщенными глиноземом, распределение РЗЭ аналогичны таковым для островодужных андезитовидов.

Возраст тоналитов второй фазы определен Rb/Sr изохронным методом по валовой пробе в 400±10 млн. лет [8] и отвечает эмсу. Возраст жильной фазы вслед за [39] условно принимается ранне-среднедевонским.

**Мусюрский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta D_3-C_{1m}$ ) представлен дайками долеритов и габбродолеритов локализованными среди ультрабазитов райизско-войкарского комплекса. В пределах района простираения даек определяются приуроченностью к разрывами сбросо-сдвигового характера северо-западной и северо-восточной ориентировки. Мощность даек от 5 до 70 м, протяженность от десятков и сотен метров до первых километров. Контакты активные к вмещающим породам, осложненные редкими апофизами и включениями ксенолитов. Зона закалки имеет мощность от 1 до 5 см, зона выравнивания кристалличности в крупных телах доходит до 1 м. Вмещающие породы в зоне контакта изменены незначительно. Ультрабазиты обычно слабо серпентинизированы, и содержат убогую вкрапленность пирита.

Структуры полнокристаллические варьирующие от мелко до среднекристаллических, со слабо проявленной порфировидностью в мелкокристаллических разностях, офитовые и габбро-офитовые. Состав (%): плагиоклаз - 45-60 с прямой зональностью наиболее полно представленной во вкрапленниках (An<sub>80-50%</sub>), моноклинный пироксен (авгит) - 30-40, ильменит – до 10. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном. Вторичные изменения связаны с зонами низкотемпературного бластокатаклаза и выражаются в формировании зон деанортизации плагиоклаза, уралитизации пироксена, лейкоксенизации рудных минералов.

По аналогии с прилегающим с востока листом Q-41-XII [39] возраст комплекса принят позднедевонско-раннекаменноугольным. Однако с учетом текущего положения по отношению к офиолитовому аллохтону и образованиям Малоуральского вулканно-плутонического пояса нельзя ис-



ключить и более молодой раннетриасовый возраст, аналогичный трапповой формации Западносибирской плиты.

## Метаморфизм

В пределах листа Q-41-XI отмечается проявление разных типов метаморфизма – от низких ступеней зеленосланцевой, через эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и до высокобарической эклогит-глаукофансланцевой фации.

**Зеленосланцевый метаморфизм** проявился, главным образом, в восточной части Лемвинского аллахтона, примыкающей в виде узкой полосы к западу от Войкарсыненского гипербазитового массива и хараматалоуского блока. Здесь к зеленосланцевой фации можно отнести отложения нижней части харбейшорской свиты, представленной ритмичным переслаиванием серицит-хлоритовыми сланцами, алевролитами и песчаниками (с серицит-хлоритовым цементом).

К зеленосланцевой фации условно можно отнести и образования грубеинской свиты, где зеленая окраска пород определяется наличием тонкочешуйчатого хлорита (зеленый цвет) и гематита (красные тона). В целом, для пород грубеинской свиты характерны серицит, альбит, хлорит, реже стильпномелан и эпидот.

В пределах Хараматалоуского блока к зеленосланцевой фации относятся образования верхнерифейской ивтышорской свитой, представленной зеленоватыми сланцами хлорит-карбонат-эпидот-альбитового состава. Кроме того, в породах присутствуют мусковит, актинолит, клиноцоизит, биотит, стильпномелан и эпидот.

В зеленосланцевой фации также изменены метаплагиограниты, метадолериты, метабазальты, состоящие из актинолита, хлорита, эпидота и альбита, часто с примесью цоизита клиноцоизит, биотит, стильпномелан и граната.

В пределах Хараматалоуского блока отмечается проявление зонального метаморфизма, где породы среднерифейской хараматалоуской серии метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой (в юго-восточной части блока). Поэтому ранее более глубокометаморфизованная часть Хараматалоуского блока рассматривалась как выходы дорифейского фундамента и относилась к ханмейской свите [10].

**Эпидот-амфиболитовая фация** представлена эпидот-амфиболитовыми, гранат-эпидот (цоизит) альбитовыми породами, а также сланцами эпидот-альбит-хлорит-актинолитового состава (часто дифторированные в зеленосланцевой фации). В верхней части свиты среди графитоидных сланцев встречаются прослои магнетитовых гондитов и железистых кварцитов.

В связи с внедрением силлов плагиогранитов во вмещающих породах широко проявилась метасоматическая плагиогранитизация и мигматизация.

**Амфиболитовая фация** представлена амфиболитами, которые распространены в нижней части разреза. Минеральный состав представлен буровато-зеленой и сине-зеленой роговой обман-

кой, цоизитом, клиноцоизитом, гранатом (ряда альмандина), плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и другими минералами, характерные для амфиболитовой фации. Местами амфиболиты обогащены новообразованным рутилом (до 3-10 %).

Высокобарические породы эклогит-глаукофансланцевой фации обнажаются к западу от Войкарсыненского массива (западнее г.Пайер) в верховье бассейна р.Ср. Кечпель, здесь известны выходы эклогитов и эклогитоподобных пород, частично или полностью преобразованных в гранат-цоизитовые, гранат-омфацит-амфиболовые породы, которые образуют тела мощностью до 300 м. По мере продвижения на запад тела эклогитов и апоэклогитовых (гранат-цоизитовых) пород сменяется гранат-глаукофановыми породами и мономинеральными глаукофанитами (часто с реликтами яркозеленого омфацита). Вмещающие породы представлены гранат-биотит-хлоритовыми, гранат-хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами, которые условно отнесены нами к хараматолоуской серии среднерифейского возраста.

#### 4. ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-41-XI относится к двум крупным тектоническим структурам - Уральской складчатой системе и Предуральскому краевому прогибу, граница между которыми проводится по линии Главного Западноуральского надвига (ГЗУН). В «тектоническом разрезе» территории выделяются три структурных этажа: байкальский, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия.

*Байкальский структурный этаж* представлен в выходах на поверхности к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) преимущественно терригенно-вулканогенными складчатыми образованиями среднего рифея-раннего кембрия. Они отвечают геодинамическим обстановкам: спредингового окраинного моря (енганэпэйская офиолитовая формация); задугового окраинного моря (кремнисто-вулканогенные хараматолоуская и манюкуяхинская формации); островной дуги (слабо дифференцированные андезибазальтовая очетывисская, риолит-дацит-андезитовые лядгейская и ивтысьшорская формации); коллизии (енганэпэйская молассовая формация). К востоку от ГУН образования байкальского и более древних структурных этажей не предполагаются. Первичный структурный план байкалид по геофизическим и геологическим данным имеет северо-западную ориентировку, позднее он частично переработан в результате каледоно-герцинского тектоногенеза, вследствие чего структуры в ядре брахиантиклинали Енганэпэ приобрели субмеридиональную ориентировку. Первичная структура байкалид послужила причиной позднейшей поперечной зональности Урала в виде так называемых поперечных поднятий и опусканий. Юго-западная часть территории листов относится к Лемвинскому поперечному опусканию, северо-восточная к Собскому поперечному поднятию.

**Каледоно-герцинский структурный этаж** к западу от ГУН сложен дислоцированными позднекембрийско-позднепермскими образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам: окраинно-континентального рифтогенеза (песчано-конгломератовая и контрастная риолит-базальтовая формации позднего кембрия – раннего ордовика), пассивной континентальной окраины (шельфовые - фалаховые и карбонатные формации среднего ордовика – среднего карбона); континентального склона и подножья (турбидные терригенные, терригенно-карбонатные раннего среднего ордовика и раннего среднего девона, батиальные известняково-углеродисто-фтанитовые формации раннего силура - позднего карбона); коллизии (сланцево-карбонатная флишоидная формация раннего – позднего карбона, терригенная флишевая формация раннего карбона - нижней перми, нижняя (морская) терригенная моласса нижней перми и верхняя (континентальная) угленосно-терригенная моласса ранней – поздней перми, гранодиорит-плагиигранитовая формация позднего карбона – ранней перми). На границе с образованиями нижнего структурного этажа наблюдается отчетливо выраженное структурное и угловое несогласие. К востоку от линии ГУН каледоно-герцинский структурный этаж представлен северной частью раннеордовикско-силурийского Войкарского офиолитового и фрагментом позднесилурийско-девонского Малоуральского вулканоплутонического поясов.

**Мезозойско-кайнозойский структурный этаж** сложен горизонтально залегающими поздне-немеловыми и кайнозойскими образованиями чехла, образованными в результате каменноугольно-пермской коллизии Урало-Сибирской платформы (глауконитово-кремнистая формация позднего мела и граувакковые формации неогена - эоплейстоцена).

**Предуральский краевой прогиб** занимает северо-западную часть территории листа Q-41-XI и представлен Воркутской ступенью северной части Косью-Роговской впадины, для которой характерна относительная интенсивность складчатых дислокаций. В ее пределах выделяются Хановейшорская, Хановейская, антиклинали, Хановеймусюрская и Комашорская синклинали.

Хановейшорская антиклиналь представлена на листе только своей южной периклиналию. В ядре располагаются выходы каменноугольных отложений, периклиналиное замыкание образуют отложения юньягинской серии. Падения на периклинали пологие 20-35°.

Хановейская антиклиналь представляет собой линейную складку с верхнедевонскими отложениями в ядре. Северо-западное крыло крутое, падение на северо-запад под углами 60-70°, юго-восточное более пологое, сорвано плоскостью ГЗУН.

Ядра Хановеймусюрской и Комашорской синклиналей выполнены угленосными отложениями нижней (аячьягинской) подсвиты лекворкутской свиты. Осложнены мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Осевые плоскости мелких складок нередко опрокинуты на северо-запад под углами 55-70°.

**Уральская складчатая система** занимает большую юго-восточную часть территории листа. В ее пределах выделяются Западноуральская, Центральноуральская и Восточноуральская складчато-надвиговые структурные зоны. Граница между первыми двумя проводится по Хараматолоускому надвигу, между вторыми - по ГУН.

В составе Западноуральской зоны выделяются структуры I порядка: автохтонные – Енганэпэйская брахиантиклиналь, Нияюская синклиналь, Манитанырдский антиклинорий; Лемвинский синклинорий (северное центриклинальное замыкание), а так же ряд мелких структур, приуроченных к ГЗУН и Шервожскому надвигу (Дмитрийшорская взброс-антиклиналь, Нижне-лекъелецкая антиклиналь, Иваншорская синклиналь) и Лемвинский аллохтон, образующий мега-синформу, приуроченную в современной структуре к ядру Лемвинского синклинория.

### **Структуры автохтона.**

Енганэпэйская брахиантиклиналь представляет собой крупную брахиформу размером 40x12 км с осью, ориентированной в северо-восточном направлении. Северо-западное крыло крутое (угол падения 50-60°), осложнено взбросо-надвигом, юго-восточное - более пологое (угол падения 30-40°). Шарнир полого, под углом 10-15°, погружается к ЮЮВ. В ядре антиклинали выходят образования байкальского структурного этажа, в пределах которого выделяются складчатые структуры байкальского этапа: Изъявожская и Манюкуяхинская антиклинали, Шервожская и Нижнеизъявожская синклинали. Все они в современной структуре имеют близкую к субмеридиональной ориентировку шарниров и осевых плоскостей. Однако, если «распрямить» крылья Енганэпэйской брахиантиклинали, ориентировка шарниров и осевых плоскостей складок приобретет северо-западную ориентировку. Крылья осложнены мелкой складчатостью с опрокинутыми на запад осевыми плоскостями, падения на крыльях 35-60°. Ядра синклиналей выполнены отложениями енганэпэйской свиты, в ядрах антиклиналей выходят наиболее древние в районе отложения манюкуяхинской свиты.

Нияюская синклиналь разделяет брахиантиклиналь Енганэпэ и Манитанырдский антиклинорий и отчасти унаследует положение Нияюского палеограбена рифтогенной стадии уралид. По западному борту синклинали в автохтоне проходит граница елецких и лемвинских фаций для силура, примерно по оси - для раннего девона. Северо-западное крыло синклинали характеризуется углами падения 30-45° на юго-восток. Юго-восточное крыло синклинали опрокинуто на северо-запад и сложено интенсивно дислоцированными силурийско-девонскими образованиями лемвинского комплекса, которые отслоены от ордовикского елецкого основания и в виде серии паравтохтонных чешуй, осложненных мелкой изоклинальной складчатостью, надвинуты на запад.

Манитанырдский антиклинорий представляет собой в целом сложно построенную антиклинальную складку, опрокинутую на северо-запад и отчасти надвинутую по крутому Западноманитанырдскому взбросо-надвигу на Нияюскую синклиналь. Осложняющие его складки сжатые, так-

же опрокинуты на северо-запад. Преобладающее падение осевых плоскостей юго-восточное с углами 60-75°. Наиболее крупными из них на территории листа является Осевая антиклиналь и Лекъелецкая синклинали. Синклинали сложены отложениями манитанырдской серии. В ядре антиклинория на дневную поверхность выходят образования байкальского этажа, первичный структурный план которых полностью переработан в период уральского тектогенеза. Однако фрагменты первичные доуральских структур все-таки реконструируются по выходам разновозрастных рифейских образований и утыканиям их границ в подошву трансгрессивно налегающих позднекембрийско-раннеордовикских отложений манитанырдской серии. Ядра доуральских антиклинальных структур (Верхнелекъелецкой и Косвожской) сложены образованиями бедамельской серии, ядра синклиналей (Диоритовой и Косвожской) - отложениями енганэпэйской свиты. Падения пород крутые 50-70°. Южная периклиналь Манитанырда изначально слагалась силурийско-девонскими образованиями лемвинского комплекса, которые в дальнейшем были тектонически отслоены от массивного ордовикского субстрата, более интенсивно смяты и умеренно перемещены по серии чешуйчатых надвигов к северо-западу.

Лемвинский синклинорий, центриклинальное замыкание которого располагается в юго-западной части листа, в современной структуре представляет собой гигантскую синформу, в ядре которой располагается Лемвинский аллохтон. В виду отсутствия сейсмичности достоверных сведений о внутреннем строении синклинория на территории листа на данный момент нет, хотя отдельные структуры предположительно могут быть реконструированы на основании наличия синформных и антиформных структур внутри Лемвинского аллохтона. Наиболее очевидными из них являются - Западнолемвинская антиклиналь, Воргашорская синклиналь, Кечьпельская и Качамылькская взброс-антиклинали. Их характеристика будет отчасти дана ниже при описании строения Лемвинского аллохтона.

Дмитрийшорская взброс-антиклиналь, Нижнелекъелецкая антиклиналь, Иваншорская синклиналь представляют собой ряд складок 2 порядка, зажатых между ГЗУН и Шервожским надвигом. При этом, если Дмитрийшорская взброс-антиклиналь представляется на первый взгляд типичным дизплекатом, надвинутым на северо-запад по линии ГЗУН, то Нижнелекъелецкая антиклиналь и Иваншорская синклиналь, напротив, уже запрокинуты на северо-восток, вероятно, под давлением пластины Лемвинского аллохтона (азимут падения осевых плоскостей складок 210°, угол 40-45°).

**Лемвинский аллохтон** представляет собой крупную пологозалегающую в целом (внутри сложнодислоцированную) тектоническую пластину, смятую совместно с подстилающим автохтоном, что указывает на доскладчатый или соскладчатый характер надвигов. В составе аллохтона выделяется ряд покровов, последовательно надвинутых друг на друга и на автохтон в целом. С се-

веро-запада на юго-восток (и соответственно, снизу вверх) выделяются: Западный, Верхнехаротский, Предгорный и Грубешорский покровы.

К Западному покрову нами отнесена выклинивающаяся к северу полоса развития силурийско-девонских образований лемвинского комплекса в Нияюской депрессии и по южному обрамлению Манитанырда; силурийско-пермские образования лемвинского комплекса в нижнем течении р.р. Харота и Яй-ю; выходы ордовикских образований елецкого комплекса на увалах Качамыльк. При этом Западный покров в своей северо-восточной части можно рассматривать также и в качестве паравтохтона. Это связано с тем, что его основанием в Нияюской депрессии и на южной периклинали Манитанырда являются ниже-верхнеордовикские отложения в елецких фациях (манитанырдская серия и хантейская свита), на которых после позднеордовикской деструкции изначально автохтонно залежали силурийско-пермские отложения лемвинского комплекса. В период уральского тектоногенеза последние были тектонически отслоены от массивного терригенно-карбонатного основания, более интенсивно дислоцированы (эпидермальность складчатость) и испытали умеренное перемещение на северо-запад. В северной части Нияюской депрессии еще К.Г. Войновским-Кригером [6] отмечались фациальные взаимопереходы между ниже-среднедевонскими образованиями лемвинского и елецкого фациальных типов. Аналогичная ситуация реконструируется первоначально и для увалов Качамыльк, однако здесь дальнейшее нарастание тангенциального давления со стороны надвигающейся пластины палеоокеанического сектора привело на следующем этапе к отслаиванию от байкальского фундамента и переходу в состав паравтохтона (Западного покрова) также и ниже-верхнеордовикских образований качамылькской свиты и манитанырдской серии.

Для паравтохтона (Западного покрова) характерна многопорядковая мелкая складчатость, нередко изоклинали, с опрокидыванием осевых плоскостей и крыльев складок на запад, многочисленные взбросо-надвиги и другие разрывные нарушения. Амплитуда перемещения пластин паравтохтона быстро увеличивается в юго-западном направлении, и к юго-западу от увалов Качамыльк он может уже достаточно определенно рассматриваться в качестве собственно аллохтона ввиду того, что на южной периклинали Енганэпэйской брахиантиклинали наблюдается явно покровный характер перемещения данной тектонической единицы и составляющих ее пластин относительно автохтона. Такая ситуация, на наш взгляд, может быть объяснена активным «всплыванием» Собского поперечного поднятия в позднем палеозое, которое препятствовало формированию доскладчатых шарьяжей по его оси.

В пределах паравтохтона (Западного покрова) выделяется ряд более мелких тектонических пластин: Лекъелецкая, Нияюско-Харотская, Качамылькская [59].

Лекъелецкая пластина является наиболее западной в структуре паравтохтона. Она сложена, преимущественно, образованиями лекъелецкой и отчасти харотской свит и надвинута по линии

Вучвожского надвига на средне-верхнедевонские образования карбонатной платформы, представленные в краевых рифогенных фациях. В Нияюской депрессии плоскость надвига достаточно крута ( $50-60^\circ$ ) и здесь он может рассматриваться в качестве взбросо-надвига. На южном замыкании Енгане-пэ плоскость надвига образует явную пологую антиформу, огибая периклиналь по дуге.

Харотско-Нияюская пластина включает основное поле развития силурийско-пермских образований лемвинского комплекса (харотская, косвожская, няньворгинская, воргашорская, кечпельская свиты) вдоль восточного борта Нияюской депрессии, на южном замыкании Манитанырда и увалах Качамыльк. С запада ограничена линией Нияюского надвига, по которому она полого надвинута на Лекъелецкую пластину. Для Харотско-Нияюской пластины характерна внутренняя расслоенность разреза и относительные перемещения практически по всем границам, входящих в ее состав литокомплексов-свит, за исключением харотской и косвожской свит, которые здесь всегда образуют одну структурно-тектоническую единицу (что явилось основанием для включения К.Г. Войновским-Кригером лиловых и зеленых алевропелитов в состав харотской свиты). Пластина, в целом, имеет полого волнистый характер и повторяет в плане складчатую макроструктуру автохтона. Внутреннее строение достаточно сложно. Характерны многочисленные крутые взбросо-надвиги и изоклиналиная складчатость.

Качамылькская пластина включает образования манитанырдской серии и качамылькской свиты в районе увалов Качамыльк и Кечьпельмыльк. Структурно она занимает нижнее положение относительно Харотско-Нияюской пластины, выходя на поверхность среди поля последней в эрозионно-тектонических окнах в ядрах антиформных структур и так называемых "структурах протыкания" (увалы Кечьпельмыльк). По геофизическим данным и результатам бурения, Качамылькская пластина отслоена от субстрата, который к юго-востоку от увалов Качамыльк представлен Харотским гипербазитовым массивом рифейского возраста [70] и надвинута в западном направлении совместно со всей структурой Западного покрова. При этом взаимоперемещения Качамылькской и Харотско-Нияюской пластин относительно друг друга незначительны. Граница между ними по своей сути в значительной мере аналогична плоскостям, отмеченным выше, межслоевых подвижек между литокомплексами внутри Харотско-Нияюской пластины.

Для южной части Западного покрова характерно наличие антиформных и синформных структур, отвечающих, по-видимому, основным крупным структурам автохтона. С запада на юго-восток нами выделяются: Западнолемвинская антиформа, Воргашорская синформа, Вылысхановейская антиформа, Нияюская синформа, Харотамадагско-Качамылькская антиформа, Кечьпелько-Леквожская синформа.

Западнолемвинская антиформа представлена своей северной периклиналиью и подчеркивается выходами отложений воргашорской, а юго-западнее территории листа - харотской свиты среди поля развития отложений кечьпельской свиты, что можно объяснить воздыманием пластины Лем-

винского аллохтона над одноименной положительной антиклинальной или взброс-антиклинальной структурой Лемвинского синклинория.

Воргашорская синформа представляет собой синклиналеподобную складку пластины Западного покрова над Нижнелекшелецкой синклиналью автохтона к юго-западу от Енганепэйской антиклинали, благодаря которой покров образует заливообразный выступ лемвинских фаций на север в нижнее течение р. Лекшелец.

Выльсхановейская антиформа сформирована над периклиналью Енганепэйской брахиантиклинали и выглядит в современном эрозионном срезе наиболее эффектно, подчеркивая пологий характер надвига Западного покрова на автохтон, а также надвиговые взаимоотношения Лекшелецкой и Харотско-Нияюской пластин внутри покрова.

Нияюская синформа находится на продолжении одноименной синклинали автохтона и в значительной мере представляет собой осложненное взбросо-надвигами и эпидермальной складчатостью восточное крыло этой синклинали.

Харотамадагско-Качамылькская антиформа расположена над Качамылькской антиклинальной структурой автохтона, располагавшейся на продолжении антиклинальной структуры Манитанырда, и подчеркнута выходами в эрозионо-тектонических окнах нижней, паравтохтонной, Качамылькской пластины Западного покрова среди поля развития Харотско-Нияюской пластины.

Кечпельско-Лекшорская синформа представляет собой сложно построенную, опрокинутую на северо-запад синклинальную структуру с кечпельской свитой в ядре, юго-восточный борт которой перекрыт Верхнехаротским покровом.

Западный покров перекрыт в верховьях рек Елец, Сось, Яй-ю, Харота собственно аллохтонным комплексом Восточнолемвинского пакета покровов, состоящим из Верхнехаротского, Предгорного и Грубешорского покровов, в строении которых участвуют исключительно образования Восточнолемвинской и Лагортинской подзон Лемвинской СФЗ.

Верхнехаротский покров по линии Верхнехаротского надвига полого перекрывает Кечпельскую пластину Западного покрова и является аналогом Грубеинского покрова Кожимского района. В его строении принимают участие три структурно-вещественных комплекса (СВК), тектонически отслоенные друг от друга на стадии формирования доскладчатых шарьяжей вследствие различной компетентности слагающих их пород. Нижний комплекс сложен образованиями погурейской, грубеинской, харбейшорской свит, средний - конденсированными кремнистыми осадками среднего ордовика - среднего девона и няньворгинской свитой (объединенных П.М. Кучериной в черногорскую серию), верхний – образованиями яйюской свиты. Уже после своего надвигания покров испытал интенсивную складчатость, вплоть до изоклинальной. В результате в его поле картируются ядра «антиклинальных» складок, сложенных образованиями нижнего СВК в окружении кремнистых толщ среднего СВК. Зоны дробления на контактах отсутствуют, вследствие досклад-



чатого характера надвигов. При этом нередко наблюдаются внешне «согласные» взаимоотношения вдоль простирания одного и того же контакта лиловых и зеленых филлитов грубеинской свиты нижнего ордовика с черными фтанитами (охарактеризованными конодонтами среднего ордовика) и с ленточными силицитами няньворгинской свиты (содержащими конодонты верхнего девона) [138]. Поэтому неудивительно, что предшественники, не имея фаунистической характеристики, относили все кремнистые толщи в состав чигимской свиты среднего-верхнего ордовика и получали в итоге относительно простую безнадвиговую складчатую структуру района.

Предгорный покров по линии Предгорного надвига перекрывает Верхнехаротский. В его строении принимают участие только образования погурейской, грубеинской свит и черногорской серии (представленной на территории листа преимущественно своим нижним членом - молюдшорской свитой), находящихся, в целом, в опрокинутом залегании. Это указывает на то, что срыв произошел первоначально по осевой плоскости лежащей синклинали, и амплитуда перемещения относительно Верхнехаротского покрова невелика.

Грубешорский покров отвечает одноименному покрову, выделенному С.В. Руженцевым [52]. В районе он сложен исключительно кремнисто-вулканогенными образованиями грубешорской свиты среднеордовикско-позднедевонского возраста и по мере движения на юго-запад срезает пластину Предгорного покрова. В свою очередь перекрывается полимиктовым меланжем зоны Хараматоуского разлома.

Формирование структуры Лемвинского аллохтона происходило в три этапа [57], [59]. В течение первого произошло тектоническое расслоение разреза и шарьирование основных покровов с одновременным образованием лежащих складок вследствие неоднородного сдвига при движении пластин. Выдвижение шарьяжей могло начаться не ранее конца среднего карбона для восточной части и не ранее конца ранней перми для западной части Лемвинской СФЗ, что определяется нормальными стратиграфическими взаимоотношениями с подстилающими отложениями яйюской (на востоке) и кечьпельской (на западе) свит, участвующих в строении покровов. Время надвигания аллохтона на отложения Елецкой СФЗ определяется концом ранней перми по его залеганию на отложениях юньягинской серии. Деформации второго этапа начали активно проявляться после завершения основного этапа шарьирования. В этот период при усиливающемся тангенциальном давлении с востока произошла полная складчатая переработка структур первого этапа, особенно очевидно проявившаяся в пределах Восточнолемвинского пакета покровов. В течение третьего этапа произошло смятие автохтона и формирование синформных и антиформных структур аллохтона. Эти процессы начались не ранее конца поздней перми и закончилось, вероятно, в юре, что определяется согласным залеганием позднепермской уленосной молассы в ядрах Хановеймусюрской и Комашорской синклиналей на подстилающих морских раннепермских отложениях.

Центрально-Уральская складчато-надвиговая структурная зона представлена на территории листа частью Хараматолоуского блока (террейна). С северо-запада блок ограничен линией Хараматолоуского надвига, к которому приурочен одноименный полимиктовый серпентинитовый меланж. С юга – извилистой линией ГУН. Хараматолоуский блок сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации образованиями ивтысьшорской свиты позднего рифея и хараматолоуской серии среднего рифея, по выходам которой в его центральной части уверенно реконструируется крупная антиклинорная структура - Изьякырьюский антиклинорий. Крылья антиклинория интенсивно смяты, что особенно хорошо подчеркивается пластообразными телами плагиогранитов. При этом, что удивительно, характерна северо-западная ориентировка шарниров и осевых плоскостей всех складок, практически перпендикулярная всем палеозойским уральским структурам. Падения осевых плоскостей складок преимущественно северо-восточные (азимут падения 60-70°, угол 80-85°). При этом нередки открытые складки с азимутами падений юго-западных крыльев 240-260° (углы падения - 50-80°), северо-восточных – 60-70° (углы падения 20-45°), что лишний раз подчеркивает своеобразие структуры Хараматолоуского блока на фоне интенсивной изоклиальной складчатости даже не отложений, а пакетов покровов к северо-западу от Хараматолоуского разлома.

Восточноуральская структурная зона охватывает южную часть листа Q-41-XI и представлена частью Войкарского офиолитового аллохтона. Войкарский аллохтон сложен образованиями рай-изско-войкарского гипербазитового и кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплексов, которые обычно рассматриваются как фрагменты 1 и 2 слоев океанической коры спредингового окраинного моря, сохранившиеся в основании энсиматической островной дуги. Представления о внутреннем строении аллохтона крайне противоречивы и колеблются от блоковой до расслоенной модели распределения основных структурно-вещественных комплексов - лерцолит-гарцбургитового и дунит-гарцбургитового. В подошве аллохтона почти повсеместно прослеживается зона вторичной серпентинизации мощностью от первых десятков до сотен метров. В подстилающих аллохтон на территории листа рифейских образованиях Хараматолоуского блока параллельно его подошве прослеживается полоса развития гранатовых амфиболитов (до 100 м).

**Разрывные нарушения** на территории листа подразделяются на байкальские и каледоногерцинские. К первым нами отнесены Собский и Манюкуяхинский разломы. Первый представляет собой зону разломов фундамента северо-западной ориентировки разделяющую, по всей видимости, крупные блоки байкальского фундамента, обуславливающие поперечные структуры Урала. При этом в каледоногерцинском структурном этаже напрямую, как конкретный разрыв, он не проявлен. Однако влияние Собского разлома на распределение фациальных поясов на шельфе уверенно проявилось уже начиная с позднего девона. А особенно явно - при формировании структур Лемвинского аллохтона. Манюкуяхинский разлом, представленный в пределах листа лишь

своим южным фрагментом, напротив, рассматривается рядом авторов [69] как офиолитовый шов байкальского этапа, который контролирует размещение протрузий гипербазитов енганэпэйского комплекса. Оснований для подобной трактовки на территории листа недостаточно.

Все остальные разрывные нарушения имеют каледоно-герцинский возраст. Наиболее крупными из них в северо-западной части территории листа являются: Главный Западноуральский надвиг (ГЗУН), Шервожский, Западноенганэпэйский и Восточноенганэпэйский взбросо-надвиги.

ГЗУН представляет собой зону крупных региональных взбросо-надвигов, впервые выделенную В.В. Юдиным [67], по которой Западноуральская структурная зона сочленяется с краевым прогибом. Она хорошо выделяется резкими положительными аномалиями гравитационного поля из-за подъема по взбросам кровли карбонатов, вплоть до выходов их на дневную поверхность. На территории листа подобная ситуация наблюдается в ядре Дмитрийшорской взброс-антиклинали. Шервожский, Западноенганэпэйский, Енганэяхинский и Западноманитанырдский взбросо-надвиги по сути играют ту же роль, что и ГЗУН, ограничивая серию тектонических блоков-клавиш последовательно, но незначительно взброшенных друг на друга по направлению с юго-востока на северо-запад. Плоскости сместителей их достаточно круты (углы падения 60-70°), амплитуда взбросов – от первых десятков до первых сотен метров.

Главными разрывными нарушениями юго-восточной части территории являются крупные пологие надвиги (шарьяжи), ограничивающие покровы в составе Лемвинского аллохтона, - Вучвожский, Нияюский, Верхнехаротский, Предгорный, Грубешорский надвиги и, конечно, Хараматолоуский разлом и ГУН.

Первые были охарактеризованы выше при описании покровов Лемвинского аллохтона. Необходимо лишь добавить, что внутри самих покровов весьма характерна система сдвигов и сбросов северо-западной ориентировки, по всей видимости, вызванная ундуляциями осей структур аллохтона и влиянием Собского поперечного поднятия. Разломы эти весьма многочисленны, хорошо дешифрируются на АФС, но на карте из них показаны только наиболее значимые, вследствие незначительных амплитуд перемещения по большинству из них.

Хараматолоуский разлом весьма примечателен, так как к нему приурочен одноименный тектонический меланж. Представляет собой тектоническую зону переменной ширины от первой сотни метров до 1, 2 км, падающую на юго-восток под углами 69-70° и выполненную полимиктовым серпентинитовым меланжем, который представляет собой смесь обломков пород грубешорской, ивтысьшорской свит, фрагментов гипербазитов райизско-войкарского (?) и габброамфиболитов кершорского (?) комплексов размером от первых метров до сотен (и даже первых километров) погруженных в рассланцованный серпентинитовый матрикс. Происхождение данного меланжа довольно проблематично, так как в структуре района он фактически подстилает Хараматолоуский блок. Таким образом, Хараматолоуский разлом представляет собой либо сутурный шов на месте

закрывшегося щелевого палеозойского рифта с океанической корой (типа Красноморского), располагавшегося между пассивной окраиной БЕК и микроконтинентом, которым являлся Хараматолоуский блок, либо сформирован при меланжировании допалеозойских офиолитов Харотского гипербазитового массива, который по геофизическим данным погружается под него.

ГУН является границей образований палеоконтинентального и палеоокеанического секторов уралид. По представлениям целого ряда авторов [17], [67] и др. он унаследует палеозону Беньофа, падавшую на восток. В пределах листа ГУН традиционно проводится в подошве Войкарского аллохтона. Однако в отличие от более южных районов зона ГУН выражена здесь крайне слабо и представлена описанной выше при характеристике Войкарского аллохтона зоной бластомилонитов серпентинитового состава в его подошве. Это, в общем, дает основание высказать предположение, что, возможно, на самом деле в районе в качестве ГУН следует рассматривать Хараматолоуский разлом с его уникальным серпентинитовым меланжем. В этом случае Хараматолоуский блок является террейном палеоокеанического сектора, частично втянутым в палеозону Беньофа.

Отчетливо проявленных высокоамплитудных разрывных нарушений мезозойско-кайнозойского возраста на территории листа не установлено. По всей видимости, поднятие Урала имело в позднем кайнозое преимущественно сводовый характер.

## 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история района прослеживается с рифейского времени. Образования среднего рифея известны только в Хараматолоуском блоке, местоположение которого в этот период проблематично. По-всей видимости, он находился в пределах относительно глубоководного задугового спредингового бассейна Доуральского океана, в котором происходили подводные излияния базальтов, накопление глинисто-кремнистых осадков, а также марганцовистых фтанитов и яшмоидов, преобразованных впоследствии при метаморфизме в амфиболиты, микрокварциты и гондиты.

В позднем рифее, вероятно, начинается новая фаза задугового спрединга в пределах Полярноуральской ветви Доуральского океана, вследствие чего формируется офиолитовая ассоциация, близкая к альпинотипной, фрагментом которой является Харотский гипербазитовый массив энганэпэйского комплекса. В задуговом бассейне накапливаются базальты, андезибазальты, алевритоглинистые и углисто-глинисто-кремнистые осадки нижнеочетывисской подсветы (манюкуяхинская толща). С середины позднего рифея как в пределах Хараматолоуского блока, так и на севере, по-видимому, активизируются процессы субдукции, вследствие чего островная дуга переходит в зрелую стадию, начинается активный андезитовый вулканизм (нижняя часть бедамельской серии, ивтысьшорская свита) формируются крупные вулканические постройки центрального типа. На севере района рост и развитие островной дуги продолжается и в раннем венде. Развитие вулканизма идет по гомодромному типу. В связи с образованием под островной дугой коры переходного-

го типа, наряду с андезитами в составе лядгейского вулканического комплекса (верхняя часть бедамельской серии) начинают формироваться дациты и риолиты и их эксплозивные и экструзивно-субвулканические аналоги. В позднем венде начинаются коллизионные процессы вследствие столкновения островной дуги с Ляпинским (?) микроконтинентом, признаком которых является формирование вулканомиктовой молассы енганэпэйской свиты. В Хараматолоуской зоне в конце позднего рифея-венде(?) происходит внедрение плагиориолитов и плагиогранитов кыквымшорского комплекса. Орогенез и складчатые деформации завершаются в раннем кембрии. Район становится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК) и в среднем кембрии переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая горная страна была полностью пенепленизирована. В континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля.

В позднем кембрии, на восточной окраине ВЕК начинается этап рифтогенеза, связанный, вероятно, с задуговым спредингом, следствием чего является образование Тагило-Магнитогорского окраинного моря, фрагментом коры которого являются гипербазиты райизско-войкарского и дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация кэршорского комплексов на юго-востоке листа. В северо-западной части района<sup>1</sup> в результате процессов растяжения образуется серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых идет сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских условиях накопление песчано-конгломератовых отложений погурейской свиты (на юго-востоке) и нижней части манитанырдской серии (на северо-западе). Проявляется контрастный риолит-базальтовый магматизм, выразившийся в излияниях единичных покровов щелочных базальтов, внедрении риолитов пайпудынского (на территории листа не представлены) и габбро-долеритовых силлов леквожского и орангьюганско-лемвинского комплексов. Начиная со второй половины тремадока, юго-восточная часть района (до современной линии ГУН) испытывает все более интенсивное погружение, и здесь формируется явно выраженный континентальный склон, на котором в течение позднего тремадока - раннего аренига идет накопление турбидных песчано-алевропелитовых пестроцветных осадков грубеинской свиты. В дальнейшем вся территория испытывает общее погружение, и примерно с середины аренига ее северо-западная часть становится областью терригенной шельфовой седиментации, где в мелководных условиях формируются сероцветные отложения верхней части манитанырдской серии (малопайпудынская свита). Параллельно, в пределах континентального склона, идет накопление коррелятных, также зеленоцветных терригенных осадков нижнехарбейшорской подсвиты. Начиная со среднего ордовика, северо-западная часть района, как и весь восточный край ВЕК, развивается как типичная пассивная окраина. В течение среднего – позднего ордовика шельф представлял собой полого наклоненный к востоку склон (рампы). В его северо-западной части шло накопление мелководных

---

<sup>1</sup> К северо-западу от современного положения линии Главного Уральского надвига (ГУН).

карбонатов хантейской свиты, которые к востоку сменяются относительно более глубоководными терригенно-карбонатными отложениями качамылькской свиты, формирующимися в условиях глубокого шельфа и отчасти верхней части склона. Вниз по склону они сменяются бескарбонатными алевропелитами и кремнистыми осадками низов черногорской серии. В пределах континентального подножья в этот период формируются кремнисто-вулканогенные образования грубешорской свиты. На рубеже позднего ордовика – силура пассивная окраина подвергается масштабной деструкции, которая выразилась в резком погружении части мелкого шельфа к востоку от линии, примерно проходящей по северо-восточному борту современной Нияюской депрессии<sup>2</sup>.

С конца позднего ордовика (кырьинский горизонт) начинается новый трансгрессивно-регрессивный мегацикл. На шельфе формируется типичная карбонатная платформа, в пределах которой вследствие колебательных движений идет чередование мелководных (закрытошельфовых) и относительно глубоководных (открытошельфовых) обстановок. В течение силура – раннего девона здесь отлагается мощная известняково-доломитовая формация, представленная таборотинской серией, седельской, гердьюской, гребенской, овинпармской свитами и бетьюской серией пражского яруса. В конце пражского века происходит кратковременное осушение мелкого шельфа. По внешнему краю карбонатной платформы вдоль «линии Ния-ю» формируются Сиратывисский, Нияюский, Большеусинский и Лекъелецкий барьерные рифы. При этом в течение силура-раннего девона отмечается миграция оси барьерного рифа и соответственно проградация края карбонатной платформы в юго-восточном направлении на 15-20 км. К востоку в пределах опущенной части шельфа и на континентальном склоне отлагаются маломощные известняково-черносланцевые осадки харотской свиты, а на юго-востоке аналогичные, но бескарбонатные черносланцевые отложения средней части черногорской серии. В пределах подножья продолжается формирование кремнисто-вулканогенных образований грубешорской свиты.

В раннем эмсе на шельфе начинается новая трансгрессия, и происходит формирование известняково-доломитовых циклитов вучвожской свиты, которое прерывается рядом кратковременных осушений, в период которых происходил частичный размыв ранее накопленных отложений. Продукты размыва, а также тонкий пелитовый материала сбрасывались к подножью карбонатной платформы, где ими сформирована нижняя часть разреза глинисто-алевролитовой лекъелецкой свиты. По внешнему краю карбонатной платформы продолжалось формирование рифогенных образований Енганэяхинского рифа. За пределами карбонатно-терригенного подсклонового шлейфа, сложенного лекъелецкой свитой, в верхней части континентального склона, вероятно, на относительно приподнятых плато, накапливались конденсированные пестроцветные стилиолиновые

---

<sup>2</sup> Данная линия, названная нами «линией Нияю» с этого времени в течение всего палеозоя в пределах рассматриваемой территории являлась границей мелководных шельфовых елецких и бативальных лемвинских фаций.

сланцы косвожской свиты. Ниже по склону формировались фоновые глинисто-кремнистые отложения средней части черногорской серии, в которые изредка проникали дистальные части пагинских турбидных потоков, формируя линзы кварцевых песчаников. В пределах континентального склона отмечаются проявления магматической активизации рифтогенного типа, выразившиеся в редких излияниях базальтов и внедрении даек лампрофиров косвожского комплекса. Причина активизации обусловлена, на наш взгляд, коллизионными процессами на западной окраине ВЕК в связи с закрытием Палеоатлантического океана.

В пределах Тагило-Магнитогорского окраинного моря в силуре закладывается зона субдукции, падающая в восточном направлении. На коре океанического типа формируется энсиматическая островная дуга, из образований которой на листе присутствуют только раннедевонские тоналиты собского комплекса, отвечающие зрелой стадии ее развития.

В позднем эмсе (койвенское время) усиливается погружение шельфа. В условиях открытого моря в течение позднего эмса, эйфеля и раннего живета происходит накопление глинисто-известняковых циклитов шервожской свиты. В позднем живете в пределах мелкого шельфа начинается регрессия морского бассейна, шельф становится закрытым, на нем идет накопление седиментационных доломитов. Затем область мелкого шельфа ненадолго полностью осушается, часть ранее накопленных отложений размывается, формируются коры выветривания латеритного профиля, фрагменты которых в виде линз сиаллитов и аллитов сохранились в палеокарсте. При этом глубина размыва возрастает на запад. По внешнему краю шельфа продолжается развитие рифовых массивов (Естовисские рифы), у подножья склона карбонатной платформы – накопление мощной глинисто-алевритовой линзы осадков лекъелецкой свиты, в пределах континентального склона – алевропелитов косвожской свиты и глинисто-кремнистых осадков черногорской серии.

В пашийское время происходит новое резкое опускание всей шельфовой зоны и начинается обширная франская трансгрессия. В результате на «линии Ния-ю» во фране вновь начинается формирование барьерных рифов, а у их подножья – мощных обломочных шлейфов большеелецкой толщи. В фамене на внешнем крае шельфа возникает обширная мелководная водорослевая банка (велешорская и бахромчатая толщи), которую в турне перекрывают слоистые известняковые открытошельфовые циклиты важхановейской свиты. В пределах континентального склона в течение позднего девона и турне шло накопление глубоководных ленточных силицитов и яшмоидов нянь-воргинской свиты и верхней части черногорской серии. В пределах континентального подножья по-прежнему продолжается накопление преимущественно туфогенно-кремнистых образований в составе грубешорской свиты.

С раннего визе на пассивной окраине ВЕК начинается обширная регрессия. В пределах шельфовой зоны периодически наступают континентальные условия, сменяющиеся периодами накопления субконтинентальных маломощных терригенных толщ. Часть терригенного материала

алевропелитовой размерности сбрасывается к подножью карбонатной платформы, формируя подсклоновую толщу черных сланцев р. Яйю.

С началом позднего визе на шельфе начинается новая обширная морская трансгрессия. В условиях открытого мелкого шельфа в течении позднего визе, серпухова, среднего карбона здесь отлагается мощная толща органогенных, органогенно-обломочных и детритовых карбонатов сартъюской и цементозаводской свит. Образования внешнего края шельфа на территории листа на дневной поверхности не представлены и их фациальный облик неизвестен. У подножья карбонатной платформы и в пределах континентального склона в этот период идет образование склоновых обломочных карбонатов воргашорской свиты, а восточнее в батимальной зоне, с визе по поздний карбон, отлагаются конденсированные известняково-кремнисто-сланцевые осадки. С визе появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины ВЕК с активной окраиной кордильерского типа или энсиматической островной дугой. При этом большинством исследователей, как уже отмечалось выше, высказывается предположение, что зона субдукции в это время имела восточное падение. В дальнейшем это стало причиной обдукции океанической плиты на пассивную окраину ВЕК. Признаком начала коллизионных процессов является появление в восточной части территории граувакковых алевропелитов и псаммитов яйюской свиты, полимиктовых гравелитов и конгломератов райизской свиты, имеющих, несомненно, восточный источник сноса. Наличие в составе последней обломков гипербазитов указывает их выведение в этот период на уровень эрозионного среза.

Вероятно, вследствие «втягивания» континентальной коры пассивной окраины в зону субдукции на рубеже карбона-перми, окраина испытывает коробление. Вдоль восточного края шельфа образуется островная суша, в пределах которой ранее накопленные отложения верхнего карбона были полностью размыты, о чем свидетельствует наличие обломков известняков с фауной позднего карбона в составе западных фаций воргашорской свиты на р. Лек-Елец.

В пределах бывшего глубокого шельфа и континентального склона в это время существует остаточный трог, в котором с конца позднего карбона по раннюю пермь накапливается кечпельский терригенный флиш.

На Полярном Урале начало обдукции Уральской плиты на пассивную окраину, вероятно, приходится на середину ассельского века, так как именно с этого времени здесь начинает формироваться Предуральский краевой прогиб. Это выражается в резком погружении (деструкции) части пассивной окраины и формировании на месте бывшего мелководного карбонатного шельфа и островной суши депрессионной впадины, в которой накапливаются конденсированные мергелистые осадки сизымской свиты. Ввиду того, что депрессионная впадина была отделена в это время от воздымающейся на востоке кордильеры флишевым трогом, терригенный материал начал поступать в нее только после его заполнения, начиная с артинского века. С этого времени в северо-



западной части территории листа в течении артинского и первой половины кунгурского веков происходит накопление нижней (морской) сероцветной молассы (гусиная, бельковская и талатинская свиты). Со второй половины кунгура моласса формируется в лагунно-континентальных условиях (лекворкутская свита). В этот период начинается угленакопление в пределах Елецкого месторождения. Юго-восточная часть территории, по-видимому, уже с кунгурского века являлась областью размыва.

Ввиду того, что все пермские отложения согласно залегают между собой на карбонатах среднего карбона, можно с уверенностью говорить, что процессы складкообразования здесь начались в послепермское время и завершились в ранней юре.

В результате коллизии падавшая к юго-востоку зона субдукции преобразуется в ГУН с довольно интенсивно проявленным глаукофановым динамометаморфизмом, а по одному из параллельных сколов в утоненной призме кристаллического фундамента ВЕК формируется Хараматолоусский серпентинитовый меланж. Вероятно, результатом скупивания в составе аккреционной призмы осадков бывшего континентального склона стало возникновение в позднепермское время зон палингенного плавления, следствием чего явилось формирование диоритов и плагиогранитов яйюского комплекса, прорывающих покровно-складчатые структуры в восточной части территории, западнее ГУНа.

К концу позднего триаса - началу юры в основных чертах Уральская мобильная область завершила свое существование. Образовавшаяся одноименная складчатая система со средней юры стала частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы в составе Евразийского континента. Горная страна, сформировавшаяся на орогенной стадии, в платформенный период была денудирована. Урало-Сибирская молодая платформа продолжала свое развитие в течение остальной части мезозоя и в кайнозое. Однако, если территория Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускалась, и там шло образование мощного осадочного чехла, то западная часть Уральской системы, наоборот, преимущественно оставалась приподнятой. И только в позднем мелу, здесь существовал эпиконтинентальный морской бассейн, несомненно, соединившийся с одновозрастным Западносибирским. Сформированные в нем осадки, представленные глауконитовыми песчаниками, опоками, диатомитами, указывают на отсутствие сколько-нибудь существенных поднятий по его окраинам в этот период времени. В континентальной части территории тогда же формировались коры выветривания, остатки которых довольно широко развиты на сохранившихся фрагментах допозднемеловой и олигоценовой поверхностей выравнивания.

Новейшие неотектонические поднятия с формированием горной страны и коррелятных осадков начались, судя по всему, с миоцена. Предгорья в эоплейстоцене (роговское время) частично захватывались бореальной морской трансгрессией. Горная часть в четвертичное время неоднократно подвергалась оледенениям горно-долинного и полупокровного типа.

## 6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

### Геоморфологическое районирование.

Общий план геоморфологического строения территории, расположенной в пределах Уральского Горного сооружения и восточной окраины Русской равнины неоднороден: северо-восточная часть представлена останцовыми горами, юго-восточная - среднегорными массивами субальпийского типа и отпрепарированным педиplenом (низкие и высокие предгорья), а западная – аккумулятивно-денудационной поверхностью Предуральской равнины.

*Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I)* представлена северо-восточной окраиной Усинско-Лемвинской депрессии. Она представляет собой полого-увалистую, слабо наклонную к северо-западу поверхность с абсолютными отметками от 80 до 200 м. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40-60 м. Рельеф равнины имеет мягкие, плавные очертания, так как выработан в алевроглинистых ледниково-морских отложениях роговской серии.

*Зона отпрепарированного педиплена (II)* протягивается в виде полосы шириной 15-20 км вдоль среднегорных массивов зоны кряжа. Орографически в ее пределах выделяются подзоны низких (IIa) и высоких (IIб) предгорий. Представляет собой всхолмленную равнину с широкими, уплощенными водоразделами. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 200 до 360 м для низких и от 280 до 560 м для высоких предгорий. Глубина эрозионного расчленения достигает 80-100 м в низких и до 100-240 м в высоких предгорьях. Своеобразный характер рельефа этой зоны обусловлен процессами педипленизации, сопровождающимися интенсивным химическим выветриванием палеозойских пород в олигоцене. В новейший тектонический этап произошло омоложение рельефа этой зоны и, как следствие, уничтожение значительной части кор выветривания. Фрагменты кор сохранились на правом берегу рч. Олькаегарт и Лекшор. Часть зоны педиплена (ниже 200 м) перекрыта толщей ледово-морских осадков плиоцен-ранненеоплейстоценового возраста мощностью 5-15 м.

*Зона останцовых гор (IIIa)* представлена низкогорным массивом Енганэпэ, который представляет собой отпрепарированную по периметру устойчивых к выветриванию кварцитопесчаников ордовика брахиантисклиналь. Абсолютные высоты водораздельных поверхностей здесь колеблются в пределах 360-600 м, а отдельные вершины в северо-восточной части достигают 900-1000 м. В центральной части массива сохранились многочисленные фрагменты цокольного пенеплена позднемезозойско-палеогенового возраста с остатками кор выветривания. От основного горного сооружения массив отделен Няюской структурно-денудационной депрессией.

*Зона кряжа (IIIб)* представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в северо-восточном направлении, как правило, также приуроченных к наиболее устойчивым к выветриванию породам. Наиболее приподнятый участок территории представлен Войкаро-Сынинским массивом. Наиболее высокой вершиной массива и одновременно Полярного Урала

является г. Пайер (1470 м). Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеплена, моделированных процессами гольцовой планации) и глубоких V-образных эрозионных и U-образных троговых долин. Глубина эрозионного расчленения 400-700 м.

### **Генетические категории рельефа.**

По ведущим генетическим факторам в пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф.

#### **Выработанный рельеф.**

Эта генетическая категория включает структурно-денудационные формы рельефа, возникшие под действием процессов экзоморфогенеза на древнюю геологическую структуру, и денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации и др.

**Структурно-денудационные формы (1)** рельефа широко развиты в пределах остаточных гор и в зоне кряжа. Они представлены крутыми прямолинейными склонами и уступами, предопределенными препарацией древних разрывных нарушений; склонами горных хребтов, обусловленных препарировкой древних складчатых структур, бронированных устойчивыми к выветриванию породами; отпрепарированными телами даек и интрузий, а также эрозионно-структурными депрессиями (ЭСД). Все эти формы, подчиняясь общему морфоструктурному плану территории, вытянуты в северо-восточном направлении на многие километры. Высота крупнейших уступов достигает 200 м, крутизна склонов 30-40°, форма склонов чаще вогнутая.

Практически повсеместно склоны и уступы моделированы мелкими эрозионными ложбинами. Из ЭСД наиболее крупной и выраженной является Нияюская, приуроченная к одноименной синклинали. Борты бронированы терригенными породами нижнего ордовика. Днище приурочено к карбонатам и сланцам среднего ордовика-девона и прорезано разветвленной сетью палеодолин, врезанных в уплощенную поверхность выравнивания олигоценового пенеплена и заполненных полигенетическим комплексом плиоцен-четвертичных осадков. Протяженность депрессии более 20 км, ширина 8 - 10 км. Местами по данным бурения в днище депрессии сохранились фрагменты кор выветривания гидрослюдисто-каолинового профиля.

Мелкие структурно-денудационные формы представлены уступами отпрепарированных пластов и даек. Высота их не превышает 10 м, а протяженность бывает значительной, до 2-3 км.

Возраст структурно-денудационных форм рельефа принимается мезозойско-голоценовым ввиду того, что факторы геологической структуры и вещественного состава действуют с момента начала денудации эпигерцинского горного сооружения Урала. Однако, основное время их формирования приходится, вероятно, на период интенсивного роста Урала в неогене.

**Денудационные формы рельефа** включают эрозионные склоны речных долин, экзарационные поверхности троговых долин и каров, денудационные склоны горных массивов, сопряженные с поверхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценового возраста, а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются: реликты цокольного пенеплена раннемезозойского возраста и фрагменты цокольного пенеплена позднемезозойско-эоценового возраста.

**Реликты цокольного пенеплена (8)** представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абсолютными отметками от 900 до 1400 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. Длина отдельных фрагментов достигает 10-15 км, ширина – сотни метров. В их пределах широко развита система нагорных террас, возвышающихся одна над другой ступенями высотой 15-30 м. От более молодых, нижерасположенных граней рельефа, фрагменты пенеплена обычно отделены крутыми структурно-денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные неоген-четвертичные образования. Вслед за А.П. Сиговым и др. [136], [113] время формирования поверхности условно принимается раннемезозойским.

**Реликты цокольного пенеплена (7)** развиты гипсометрически ниже описанных форм. Представляют собой выровненные поверхности высоких предгорий и плоские вершины останцовых гор (хр. Енганэпэ); абсолютные отметки от 360 до 600 м. Размеры выровненных участков и площади их распространения больше, чем у вышеописанных реликтов раннемезозойского возраста. В пределах описываемой поверхности широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования неоген-четвертичного возраста. На хр. Енганэпэ установлены фрагменты площадных и линейных кор выветривания гидрослюдисто-каолинового профиля [113]. Вслед за А.П. Сиговым фрагменты описываемой поверхности мы условно относим к остаткам позднемезозойско-палеогенового (эоценового) пенеплена. Косвенным подтверждением его существования является наличие коррелятных морских отложений глауконитовых песчаников верхнего мела, опок и диатомитов палеогена.

**Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (6)** представляет собой выровненные участки, отчасти вышедшие на дневную поверхность из-под чехла ледово-морских образований плиоцена-эоплейстоцена в период поднятия Урала в раннем-среднем неоплейстоцене. В виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов эта поверхность протягивается узкой полосой шириной до 10 км к северо-западу от высоких предгорий. Абсолютные отметки ее изменяются от 200 до 360 м. На ней развиты фрагменты коры выветривания площадного и линейного типа, которые описаны в гл. 2, более подробные сведения приведены у Н.Г. Новаковой [113]. Олигоценый возраст поверхности выравнивания определяется на основании гидрослюдисто-каолинового состава кор выветривания, развитых в ее пределах, а также хорошей сопос-

тавимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья.

*Денудационные склоны гор (5)* развиты между основными ярусами рельефа территории и представлены разновысотными крутыми и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми коллювиально-десерпционными и делювиально-десерпционными образованиями плиоцен-четвертичного и средненеоплейстоцен-голоценового возраста. Крутизна склонов в значительной степени зависит от устойчивости пород субстрата. Формирование склонов началось одновременно с поверхностью олигоценового педиплена и продолжилось в миоцене.

*Денудационная равнина (4)* занимает северо-западную половину территории. Сформирована на супесчано-суглинистых отложениях верхнего плиоцена-раннего неоплейстоцена. Ее абсолютные отметки плавно повышаются от 120-200 м. Представляет собой увалистую плосковершинную поверхность. Склоны увалов пологие, с мягкими очертаниями, осложнены мелкими эрозионными бороздами, солифлюкционными террасами и валами. Водораздельные поверхности часто заболочены, изобилуют термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми, широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Начало ее формирования определяется завершением вашуткинской площадной аккумуляции в раннем плейстоцене.

*Экзарационные поверхности троговых долин и каров (3)* повсеместно развиты в осевой зоне кряжа. В масштабе схемы выработанные экзарационные поверхности средненеоплейстоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженная ярусность, а во взаимоотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 900-1100 м, а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (1000-1400 м). Полярноуральские троговые долины часто наследуют ранее выработанные троговые долины ханмейского оледенения и развиты практически по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Уп্লощенные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде огромных полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары.

*Эрозионные склоны речных долин (2)* повсеместно врезаны в более древний денудационный и аккумулятивный рельеф. В коренных породах они выработаны в зоне кряжа и предгорьях; в рыхлых отложениях - преимущественно в пределах Предуральской равнины и ЭСД. В первом случае это, в основном, крутые (20-30°) или средней крутизны (5-20°) вогнутые, прямые, реже выпуклые поверхности, изрезанные мелкими эрозионными бороздами и, как правило, покрытые элювиально-делювиальным, коллювиально-десерпционным или делювиально-солифлюкционным чехлом. Во втором - они отличаются более мягкими очертаниями, выпуклой формой профиля, развитием

мерзлотного микрорельефа. Нижний возрастной предел эрозионных склонов принимается среднеплейстоценовым, так как их формирование началось одновременно с заложением современного плана речной сети после среднеплейстоценового оледенения.

### **Аккумулятивный рельеф**

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на флювиальные, аллювиально-озерные, ледниковые, флювиогляциальные, пролювиальные, делювиально-солифлюкционные и поверхность современного техногенного рельефа. В целом, возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его образований.

***Поверхность аллювиально-озерной равнины раннеплейстоценового возраста (18)*** фрагментарно сохранилась на водораздельных поверхностях низких предгорий в между рр. Пр. Кечьпель и Харота-мадага. Раннеплейстоценовый возраст основывается на возрасте слагающих осадков дозмерской свиты.

***Поверхность отложений пачвожского оледенения среднеплейстоценового возраста (17)*** развита у подножий горных массивов зоны кряжа, а также отдельными фрагментами в пределах высоких и низких предгорий и во внутригорной депрессии Енганэпэ. Включает в себя поверхность морены и флювиогляциала нерасчлененные. Характерных ледниковых форм практически не сохранилось, так как поверхность морены существенно переработана склоновыми и денудационными процессами и на аэрофотоматериалах не отличается от денудационных склонов. На местности распознается по наличию большого количества плохо окатанного валунного материала.

***Поверхность морен ханмейского и полярноуральского оледенений нерасчлененная (16)*** развита в зоне кряжа, где приурочена к днищам троговых долин и каров, а также образует широкие лопасти конечно-моренных форм в предгорной зоне. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 10-20 м, а отдельных конечно-моренных образований до 30 м.

***Поверхность ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров (15)*** развита по периферии одноименных морен в долинах рек Харота, Харотамадага, Лев., Ср. и Пр. Кечьпель, Нияю, Вучвож. Образована конусовидными и окаймляющими зандрами, протягивающимися от конечно-моренных гряд вниз по долинам на 1,5-10 км, постоянно снижая свои высоты над урезом воды. Высота зандров изменяется от 2 до 14 м. Поверхность флювиогляциальных зандров обычно неровная, с многочисленными следами водных потоков и отдельными валунами, выступающими над ней, по мере удаления от конечно-моренных гряд заболачивается. В верхних отрезках речных долин занимает уровень 3 надпойменной террасы, в которую и переходит ниже по течению.

**Аллювиально-озерная поверхность четвертой надпойменной террасы (14)** развита фрагментарно по бортам долины р. Уса и отчасти р. Елец в виде широких (от 2 до 5 км) уплощенных поверхностей на абсолютных отметках около 120 м. Высота до 30 м над урезом воды. Интенсивно переработана мерзлотными процессами. Цоколем являются образования роговской свиты.

**Флювиальная поверхность третьей надпойменной террасы (13)** развита в долине р. Уса и нижних отрезках долин рр. Елец и Лекъелец. Высота террасы до 18 м, ширина до 1,5 км. Цоколем служат палеозойские породы, осадки неогенового и эоплейстоценового возраста.

**Флювиальная поверхность пойм и первой-второй надпойменных террас нерасчлененная (12).** Развита вдоль долин всех водотоков, достигая максимальной ширины (до 1 км) в долинах крупных рек. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают 2 уровня надпойменных террас, развитых в большинстве средних и крупных водотоков территории вне пределов позднеплейстоценовых морен (I надпойменная терраса имеет высоту до 6 м, II - высотой до 11 м) Обе террасы - как цокольные, так и аккумулятивные.

**Делювиально-солифлюкционные шлейфы позднеплейстоцен-голоценового возраста (11)** развиты по периферии массивов Енганэпэ и Манитаньрд. Представляют собой хорошо выраженные в рельефе поверхности наклоненные от гор в сторону предгорной равнины шириной до 1,5 км, моделированные мелкими солифлюкционными террасами и ложбинами продольного стока.

**Поверхности пролювиальных конусов выноса позднеплейстоцен-голоценового возраста нерасчлененные (10)** развиты при выходе из гор средних и мелких водотоков. Образуют характерные конусовидные формы со струйчатым веерообразным рисунком фотоизображения. Образованы в позднем плейстоцене и голоцене сезонными водотоками при таянии каровых ледников.

**Поверхность современного техногенного рельефа (9)** развита в пределах промзоны и городской черты пос. Елецкий (подробнее охарактеризована в гл. 10).

### **История формирования рельефа**

Согласно литературным источникам [63] в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется 6 тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Прямых сведений о событиях эомезозойского этапа в пределах листа нет.

В раннемезозойском этапе в условиях умеренно-теплого гумидного климата сложились благоприятные условия для пенеппенизации. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность - пенеппен с корой выветривания латеритного профиля. Коррелятивные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенеппена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа в виде небольших выровненных поверхностей (реликтов) с абсолютными отметками от 900 до 1400 м.

В позднемезозойско-палеогеновый этап в условиях субтропического и тропического гумидного климата в пределах территории происходили колебательные тектонические движения. Однако большая часть территории оставалась приподнятой над уровнем моря и здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеплена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 560 до 810 м.

В олигоценый этап на фоне общего сводового поднятия Урала в условиях гумидного климата на территории формируется педиplen с каолиново-гидрослюдистым профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение. Параллельно началось формирование ЭСД, вложенных в поверхность, созданную в предыдущий этап. На существование в это время горного рельефа указывает валунно-галечный состав малдинского аллювия [141].

В миоценовый этап в условиях засушливого климата с сезонами ливневых дождей, в пределах территории широко проявилась педиplенизация с формированием крутых склонов, подчеркнувших созданные к этому времени ступени рельефа.

Плиоцен-четвертичный этап, своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети и неоднократным ингрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены отложениями роговской серии (хотя вероятно присутствуют и более древние отложения). На современном эрозионном срезе верхняя граница развития плиоцен-эоплейстоценовых ледниково-морских отложений достигает абсолютной отметки 200 м. Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен известны только начиная со среднего неоплейстоцена. Ранние оледенения были, вероятно, покровными или полупокровными, на что указывает широкое развитие эрратических валунов на всех уровнях поверхностей выравнивания, в том числе и на главном Уральском водоразделе. Присутствие среди валунов в пределах последнего кварцитопесчаников ордовика указывает на движение ледниковых масс с севера. Последующие оледенения имели горно-долинный характер и сформировали современный облик зоны кряжа.

## **7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

На территории листа Q-41-XI имеется 10 месторождений полезных ископаемых, в том числе: 2 месторождения хромитов, 3 непромышленных месторождения россыпного золота, 4 - строительных материалов, одно - поделочного сырья. Кроме того, промышленный интерес представляют проявления (П): каменного угля, титаномагнетита, хромитов, полиметаллов, меди, золота, палладия, баритов и пункты минерализации (ПМ): хромитов и коренного золота. Описание рудных типов, не включенных в текст записки, приведены в прил. 2.



## Горючие ископаемые

**Каменный уголь.** Северо-западную часть листа Q-41-XI занимает фрагмент Печорского угольного бассейна с частью Елецкого угольного проявления (I-1-2), которое было открыто в ходе поисковых работ в 1938 г. И.Д.Скепнером. В 1941 г. С.А.Голубев [90] провел масштабные горные работы на площади проявления и оценил его с поверхности, на глубину месторождение оценивалось в ходе поисковых буровых работ [111].

Проявление приурочено к синклинальной складке, сложенной осадками лекворкутской свиты мощностью около 730 м, крылья которой в западной ее части осложнены мелкой складчатостью с разрывами. Складки имеют крутые юго-восточные (40-80°) и более пологие северо-западные крылья, плоскости разрывов параллельны осям складок. В угленосной толще на территории листа по данным бурения выявлено 5 пластов мощностью до 0,35 м. Практический интерес представляет пласт Северный (юг проявления), обнажающийся на правом берегу р. Усы, непосредственно за рамкой карты. Мощность пласта изменяется от 0,4 до 0,9 м, зольность 13-20%, содержание серы 0,8-1,3%, выход летучих 15,3-20,9%. Содержание витринита в углях 77-83%, фюзинита 6-7%. Из-за окисленности проб спекаемость углей не изучена. Выход концентрата составляет 74-83%, при зольности 5-7%. Средний показатель отражения витринита 1,6-1,7%. По технологическим свойствам угли проявления относятся к марке ОС. Ресурсы углей проявления, попадающие на территорию листа составляют 17,4 млн. т категории Р<sub>2</sub>, из них кондиционные 4,4 млн. т.

## Металлические ископаемые

### Черные металлы

**Железо.** Железорудные объекты представлены колчеданным и метаморфогенным генетическими типами, которым соответствуют серноколчеданная и железистокварцевая рудные формации. ПМ первого типа (IV-2-21) представлен линзой (10x15м) серноколчеданных руд (Fe 3,2-7,1%), связанных, предположительно, с риолитами ивтысьшорской свиты. ПМ второго - вкрапленностью магнетита (IV-2-14,23) в амфиболитах, гнейсах и сланцах хараматалоуской серии, (Fe 3,5%). Промышленного интереса ПМ не представляют.

**Железо, титан.** Данный вид представлен Дзелятышорским (IV-2-50) проявлением магматического типа титано-магнетитовой рудной формации, входящего в состав одноименного ванадий-титан-железорудного рудного поля. Выявлено и оценено в ходе ГДП-50 [108]. Вкрапленное ванадийсодержащее титаномагнетитовое оруденение в виде серии линейных зон размером (30-100)x(150-1200) м приурочено к крупному (0,6x5 км) телу клинопироксенитов и примыкающему к нему с юго-востока массиву габбро дунит-клинопироксенит-габбрового кершорского комплекса. Минеральный состав руд: ванадийсодержащие магнетит и титаномагнетит, халькопирит, пирит, пирротин. Содержания Fe - 14-35%, TiO<sub>2</sub> - 0.25-1.43%, V - 0,03-0,17%, Cu - 0,03-0,62%. Кроме то-

го, в рудном концентрате обнаружены повышенные содержания Pd - 0,15 г/т и Pt - 0,043 г/т. Рудные тела сопровождаются аномалиями магнитного поля (2000-6000нТл). По данным [108] ресурсы титаномагнетитовых руд составляют 1094 млн т ( $P_{1+2}$ ), при глубине прогноза 500 м.

**Марганец.** Марганцевые рудные объекты представлены 5 генетическими типами: хемогенно-осадочным (марганценосной кремнистой формации); выветривания (формации марганценосных кор выветривания), осадочным (вад - псиломелановой, бобово-оолитовой формации), метаморфогенным (марганценосной гондитовой формации) и гидротермально-осадочным (марганцевая кремнисто-карбонатная формация).

К первому генетическому типу относятся ПМ (III-1-2, III-2-6), представленные пластами марганцовистых яшмоидов в отложениях няньворгинской свиты мощностью 3 и 10 м, протяженностью 20 м и 1 км, MnO до 8,5% и до 2,3% соответственно.

Второй тип представлен ПМ (III-1-8, III-2-12). Минерализация ПМ (III-2-12) представлена миллиметровыми прослойками пиролюзита и слойками марганцовистых «шоколадных» суглинков среди пестроцветных суглинков коры выветривания по отложениям косвожской свиты. Содержания Mn на 1 м не превышают 1,1%. С минерализацией данного типа, вероятнее всего, находятся в ассоциации вторичные геохимические ореолы (ВГХО) (III-2-8,10) Mn - 0,3-1,25%.

К третьему типу относятся Воргашорское проявление (III-1-3) и ПМ (III-2-23), локализованные в четвертичных озерно-болотных отложениях. Источником марганца для них являются, вероятно, рудные точки двух первых типов.

Воргашорское проявление представляет собой линзу богатых марганцевых руд размером 10x10x2 м, залегающую на торфяной "подушке". Под торфом бурением вскрыты серые ледниковоморские суглинки роговской свиты эполейстоцена мощностью 6 м, ниже которых располагаются охристые суглинки, представляющие собой образования коры выветривания по породам няньворгинской свиты. По внешнему облику руда сыпучая, оолитового сложения, иссиня черного цвета, предположительно пиролюзитового состава. Содержание Mn колеблется от 44 до 57%, коэффициент пероксидности 1,1 - 1,24%, руда низкофосфористая, малокремнистая; характерно повышенное содержание бария ( $BaSO_4$ -5,2%). С минерализацией данного типа, скорее всего, связан ШП пиролюзита (III-2-13).

Четвертый тип широко проявлен в пределах Хараматолоуского блока и представлен проявлением (IV-2-26) и серией ПМ (IV-2-9,31,34) спессартин-магнетит-кварцевых пород классифицируемых по формальным признакам, как гондиты.

Проявление Антоновское (IV-2-26), представляет собой пласт гондитов мощностью 1-1,5 м, локализованный в гнейсовидных плагиоклазовых амфиболитах степьрузьской свиты хараматолоуской серии. По простиранию прослежен на 20 м. Содержит линзы (20x40 см) розовых, кобальтсодержащих ( $CoO$  1-1,2%) карбонатных марганцевых руд (квалузитов) с включениями сиреневого

кобальтсодержащего манганородонита [49]. Наблюдается зависимость интенсивности розовой окраски карбонатов от содержания в них  $\text{CoO}$ : от 0,34% - в бледнорозовых до 0,78% - в ярко-розовых. Содержания в карбонатно-силикатных марганцевых образованиях  $\text{MnO}$  - 50,3-60,5%,  $\text{MnO}_2$  - 0,6-1,7%,  $\text{SiO}_2$  - 31-48%. Представляет интерес как поделочное сырье.

Пятый тип представлен ПМ (IV-2-2,4), ПГХО (III-1-5).

ПМ (IV-2-2) представлено прослоем (10-30 см) желтовато-розовых силикатно-карбонатных марганцевых руд ( $\text{MnO}$  16-24%) в сланцах яйюской свиты. Прослежен по развалам на 30 м. Минеральный состав не изучен. Представляет интерес как поделочное сырье.

ПГХО (III-1-5) фиксирует повышенные содержания марганца (0,2-0,3%) в петельчатых известняках верхней (парнокской) подсвиты качамылькской свиты на границе с харотской свитой. Представляет интерес как поисковый признак марганцевого оруденения позднеордовикского парнокского уровня на территории листа. Описание остальных ПМ приведено в прил.2.

**Хром.** Является одним из наиболее широко распространенных полезных ископаемых района. На территории находится 2 мелких месторождения, 10 проявлений и многочисленные ПМ. Все рудные объекты входят в состав Войкаро-Сынинского хромитоворудного района, который включает на территории 3 рудных поля: Харотское, Лекхойлинско-Левопайерское и Косшорское. Все они относятся к дунит-гарцбургитовой рудной формации магматогенно-метасоматического типа и локализируются среди образований райизско-войкарского комплекса, тяготея преимущественно к дунитам. На стадии поисковых работ [121] месторождения оценены по категории  $C_2$ , проявления –  $P_1$ , на стадии ГДП-200 [142] получен прирост прогнозных ресурсов категорий  $P_2$  и  $P_3$ .

Харотское рудное поле находится на самом севере Войкаро-Сынинского массива. На его территории установлены проявления Харотское-1,2,3,4 (IV-1-5,4,9,12), 1840 (IV-2-17) и многочисленные ПМ (IV-1-3,7,8,10,13,16,17,19, IV-2-16). Приведем описание наиболее типичной для поля – Харотской группы проявлений (IV-1-5,4,9,12), объединенных [121] в одно Харотское, которое включает 6 рудных тел хромитов в дунитах, вытянутых в северо-восточном направлении на 2 км. Параметры проявления приведены в табл.7.1, 7.2.

Таблица 7.1

**Параметры хромитовых рудных тел проявлений листа Q-41-XI**

Объект	Длина,м	Мощность,м	Угол падения	Среднее содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,%
Харотское	8-75	1,5-2,5	25-90°	16,5-28,8
Аркашорское	7-40	2-12	50-90°	11-48
Косшорское	45-80	3-18,5	40-75°	6-25,7

Таблица 7.2

**Состав рудных хромшпинелидов проявлений и месторождений листа Q-41-XI**

Объект	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	FeO, %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	MgO, %
Харотское	39-53	10-27	16-34	-	-
Аркашорское	52,7	13,6	15,5	5,7	12,1
Косшорское	55,3	12,3	14,5	5,6	12,6
Лекхойлинское	40,6	26,3	14,4	4,2	14,4
Лекхойлинское Западное	50,8	14,9	13,4	6,9	13,6

Руды от редковкрапленных до сплошных, по составу хромшпинелидов руды относятся к глиноземистым магнезиальным. В проявлениях, наиболее приближенных к зоне ГУН, наблюдается повышение степени метаморфизма руд, вследствие чего хромистость руд повышается. В густовкрапленных рудах установлены Ru - 0,07-0,27 г/т, Pt - 0,06 г/т. Ресурсы до глубины 300 м оценены: 400 тыс.т (P<sub>1</sub>), при среднем содержании 23,8% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [121], 882 тыс.т (P<sub>2</sub>) и 2650 тыс. т (P<sub>3</sub>) [142].

Лекхойлинско-Левопайерское поле располагается на южной рамке листа. В его пределах локализованы 2 месторождения: Лекхойлинское (IV-2-43) и Лекхойлинское Западное (IV-1-34); 4 проявления: 499(IV-1-33), Вороновское (IV-2-30), Аркашорское (IV-2-41), 3079A(IV-2-46) и ПМ(IV-2-25,27,29,32,36,37,38,39,40,44,45). Месторождения находятся на расстоянии 600 м друг от друга. Обнаружены и оценены в ходе поисковых работ [121].

Лекхойлинское месторождение представлено 2 крутопадающими телами хромитовых руд в дунитах райизско-войкарского комплекса, параметры которых приведены в табл. 7.2, 7.3.

Таблица 7.3

**Параметры рудных тел месторождений хромитов листа Q-41-XI**

Объект	Длина, м	Мощность, м	Угол падения	Среднее содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %
Лекхойлинское				
1 тело	240	2-29*	50-90°	29,7
2 тело	160	0,6-18*		26
Лекхойлинское Западное	500	3	75°	13,8

\*)- вертикальная мощность (по данным бурения)

Руды густовкрапленные, реже сплошные, средне-, редко-, убоговкрапленные. В рудах месторождения по единичным пробам установлены: Ru - 0,02-0,38 г/т, Ir - 0,03-0,62 г/т, Pd - 0,006-0,07 г/т, Os - 0,03-0,35 г/т, Pt - 0,005-0,07 г/т Rh - 0,002-0,08 г/т. Запасы хромитов по категории C<sub>2</sub> составляют 317 тыс.т, при среднем содержании 28,3% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ресурсы на глубину 300 м оценены в 3049 тыс.т (P<sub>1</sub>), при среднем содержании 28% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в рудах колеблется в пределах 7,3-20,7%, CaO - 0,2-2%.

Месторождение Лекхойлинское Западное образовано группой линзовидных хромитовых тел в дунитах, которые группируются в крупную залежь общей длиной 500 м, шириной 40 м, протяженностью по падению 250 м (остальные параметры см.табл. 7.2). Руды убого-редковкрапленные, редко средне- и густовкрапленные. Запасы составляют 665 тыс.т ( $C_2$ ) при среднем содержании 14,2%  $Cr_2O_3$ , ресурсы ( $P_1$ ) на глубину 300м - 1600 тыс.т, при среднем содержании 17%  $Cr_2O_3$ . Содержание  $Al_2O_3$  в рудах колеблется в пределах 3,5-16%,  $CaO$  - 0,12-0,51%.

Руды обоих месторождений по составу хромшпинелидов относятся к глиноземистому магнезиальному типу и пригодны для производства огнеупоров.

Проявление Аркашорское приурочено к телу дунитов среди поля войкаритизированных гарцбургитов и представлено 4 линзовидными хромитовыми залежами, вытянутыми в субмеридиональном направлении на 90 м. Характеристика параметров рудных тел приведена в табл. 7.1, 7.2. Руды густо-среднекрапленные, по составу хромшпинелидов высокохромистые, магнезиальные. Ресурсы ( $P_1$ ) до глубины 300м составляют 499 тыс. т при среднем содержании  $Cr_2O_3$  - 31,6% [121].

Косшорское рудное поле расположено в юго-восточном углу листа. На его территории выявлены одноименное проявление (IV-2-42) и ПМ (IV-2-51,52).

Косшорское проявление образовано 3 залежами хромитов, (табл. 7.1, 7.2), локализованными в апикальной части силлообразного тела дунитов райизско-войкарского комплекса. Руды от редко до густовкрапленных, преобладают убого-редковкрапленные. По составу хромшпинелидов руда высокохромистая, магнезиальная. Ресурсы проявления до глубины 300 м оценены в 1307 тыс. т ( $P_1$ ) при среднем содержании 16,9%  $Cr_2O_3$  [121], 600 тыс.т ( $P_2$ ) и по полю в целом 1500 тыс. т ( $P_3$ ) [142].

Из всех рудных объектов листа наибольшую промышленную ценность представляют высокохромистые магнезиальные руды проявлений Косшорское и Аркашорское (табл.7.2). На современном этапе развития технологии переработки хромитовых руд перспективными для производства феррохрома являются даже бедновкрапленные руды высокохромистого типа. Они легко обогащаются по гравитационно-флотационной схеме с получением концентрата, содержащего до 57%  $Cr_2O_3$ . Однако выход концентрата в 2-4 раза меньше по сравнению с густовкрапленными рудами.

Кроме того, необходимо добавить, что глиноземистые руды проявления Харотское в зонах, примыкающих непосредственно к ГУНу, испытывают метаморфизм и переходят в разряд высокохромистых (содержание  $Cr_2O_3$  в хромшпинелиде достигает 53%). И здесь наиболее вероятно выявление залежей металлургических руд.

Описание остальных хромитовых рудных точек дано в прил. 2.

## Цветные металлы

**Медь.** Рудные точки с медной минерализацией на территории представлены проявлением Водораздельное и несколькими ПМ. Рудные объекты принадлежат 2 генетическим типам: стратиформному (формация медистых песчаников) и гидротермальному (медно-жильная формация).

Единственный ПМ первого типа (I-2-6) локализован на фланге Манитанырдской свинец-серебро-меднорудной минерагенической зоны и находится на восточном склоне хр. Енганэпэ. Представлен прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, реже халькопирита в элювии серых песчаников близ границы красноцветной и сероцветной частей разреза манитанырдской серии. Практического интереса не представляет, фиксируя потенциальную меденосность зоны.

Рудные точки медно-жильной формации представлены проявлением Водораздельное (IV-1-21) приуроченному к перидотитам райизско-войкарского комплекса и рядом ПМ. Последние по возрасту можно разделить на 2 группы: рифейские, связанные с вулканитами бедамельской серии (I-2-11), серпентинитами енганэпэйского комплекса (III-2-9), габбродолеритами кыквомшорского (III-2-31) и ордовикско-раннедевонские, локализованные в породах грубешорской свиты, генетически связанные с дайками и вулканитами одноименного комплекса (III-2-24, IV-1-22, IV-2-8), ВГХО (IV-1-2).

Проявление Водораздельное представлено зоной дробления размером 7x150 м в поле развития серпентинитов по породам лерцолит-гарцбургитовой ассоциации райизско-войкарского комплекса. В центре и на контактах зоны локализуется халькозиновая прожилковая минерализация мощностью до 5 см. Cu – 2,75-2,9%, Ni - 0,32-0,46%, Zn 0,05-0,175%, Au до 0,2 г/т, Ag до 5,2г/т. Окончательно генезис проявления остался невыясненным. Нельзя исключить их происхождение за счет перераспределения первичномагматических руд, аналогичных проявлению Озерное.

Описание остальных рудных точек см. прил. 2.

**Медь, цинк.** Рудные точки данного вида относятся к медно-полиметаллической колчеданной формации и локализованы на территории Харматолоуского медно-полиметаллического рудного узла. Представлены проявлением Тышорское (IV-2-33), ПМ (IV-1-25) и ВГХО (IV-2-11), приуроченными к зонам пиритизации в вулканитах ивтысьшорской свиты и аналогичным зонам в породах харматолоуской серии ПМ (IV-2-13,15).

Проявление Тышорское (открыто при проведении ГС-50 [85]) представляет собой пластообразную залежь (протяженность 1 км, переменной мощности, до 30 м в раздувах) состоит из разрозненных линз (протяженностью первые метры и мощностью десятые доли метра) густовкрапленных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд среди кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с убогой рудной вкрапленностью. Средневзвешенные содержания Cu - 0,5%, Zn - 1%, S - 3,2%, из попутных компонентов Au до 3 г/т, Ag до 100 г/т. При ГДП-50 на проявлении проведены горные и

буровые работы, в результате которых ресурсы по категории  $P_1$  до глубины 300 м и составили: Cu - 143 тыс.т, Zn - 283 тыс.т [108].

**Медь, палладий, золото.** Проявление Озерное (IV-2-48) открыто при проведении настоящих работ [18], [142]. Входит в состав Кэршорской платиново-медно-железородной минерагенической зоны [26], [142] и относится к метасоматически-магматогенному (условно волковскому) типу. Приурочено к полосе развития кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и представлено двумя рудными зонами платино-золото-палладиевого-медного оруденения, локализованными среди клинопироксенитов, оливиновых клинопироксенитов и верлитов вдоль контакта с гнейсовидными габбро-амфиболитами. Выявлены две рудные зоны параллельные между собой и отстоящие одна от другой на 800 м.

Основная (Юговосточная) рудная зона прослежена на 3,1 км, имеет мощность по элювию до 50 м, падение юго-восточное, под углом 60-70°. Максимальная вскрытая в коренном залегании опробованная мощность рудной зоны 17,7 м (табл. 7.4). Наиболее богатая минерализация отмечается в однородных среднекристаллических оливинсодержащих клинопироксенитах (протопироксенитах?), а также в такситовых верлитах и оливиновых клинопироксенитах линзовидного и брекчиевидного облика. Рудные минералы обособляются в виде мелкой и тонкой вкрапленности (0,2-2 мм), реже гнездообразных скоплений размером до 4-5 мм. Они представлены (по мере убывания) халькопиритом, борнитом, халькозином, карролитом, пиритом. Содержание сульфидов в зонах минерализации варьирует от долей до 3-4%. С.К. Кузнецовым (ИГ КНЦ Уро РАН) микрозондовым анализом, кроме того установлены: медистое и золотистое серебро, золотистая и золотопалладистая медь, мертиит  $[(Pd_4Cu)_5Sb_2]$ , майченерит  $[Pd(BiTe)_2]$ , самородный теллур.

По результатам бороздowego опробования рудных пересечений содержания полезных компонентов составляют: Cu от 0,1 до 1,4% (среднее 0,51%), Pd - 0,1-1,66 г/т (среднее - 0,28 г/т), Au - 0,1-2,15 г/т (среднее - 0,27 г/т), Pt - 0,04-0,26 г/т (среднее - 0,05 г/т), Ag 0,04-10 г/т. Отмечаются повышенные содержания Sc - 25-60 г/т и Ga - 1,5-15 г/г. Мощность зоны и содержания компонентов уменьшаются вверх по восстанию, что хорошо видно на эрозионном срезе. Поэтому можно говорить о ее низкой степени эродированности.

Вторая (Северозападная) рудная зона имеет протяженность около 1,3 км и мощность по элювию не менее 10-15 м. По внешним признакам оруденение имеет аналогичный облик. Однако по единственному вскрытому канавой фрагменту рудной зоны по бороздовым пробам получены в целом невысокие содержания полезных компонентов: Cu - 0,01-0,05%, Pd - 0,03-0,06 г/т, Au 0,02-0,07г/т, Pt 0,03-0,06 г/т. Учитывая значительные параметры зоны и вероятно также ее незначи-

### Расчет средних содержаний по Юговосточной рудной зоне проявления Озерное

Номер пробы	Интервал (м)		Длина м	Содержание				Метропроцент			
	от	до		Сu, %	Au, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т	Сu, Мх%	Au, Мхг/т	Pt, Мхг/т	Pd, Мхг/т
ГХ 3049-27				нет данных							
БП 3049-26	0	0,8	0,80	0,04	0,14	0,05	0,51	0,03	0,11	0,04	0,41
БП 3049-25	0,8	1,3	0,50	0,4	2,15	0,061	1,45	0,20	1,08	0,03	0,73
БП 3049-22	1,3	1,6	0,30	0,99	1,36	0,05	1,27	0,30	0,41	0,02	0,38
БП 3049-21	1,6	2	0,40	0,87	1,45	0,099	1,66	0,35	0,58	0,04	0,66
БП 3049-20	2	2,5	0,50	0,67	1,26	0,08	0,65	0,34	0,63	0,04	0,33
БП 3049-2	2,5	4	1,50	0,46	0,11	0,012	0,03	0,69	0,17	0,02	0,05
БП 3049-3	4	5,5	1,50	0,38	0,11	0,009	0,051	0,57	0,17	0,01	0,08
БП 3049-4	5,5	6,5	1,00	0,35	0,02	0,05	0,005	0,35	0,02	0,05	0,01
БП 3049-5	6,5	7,8	1,30	0,52	0,32	0,05	0,014	0,68	0,42	0,07	0,02
	7,8	10,2	2,40	не удалось отбить пробы							
БП 3049-29	10,2	10,6	0,40	0,65	0,23	0,16	1,11	0,26	0,09	0,06	0,44
БП 3049-30	10,6	10,8	0,20	1,41	0,07	0,05	0,17	0,28	0,01	0,01	0,03
БП 3049-31	10,8	11,3	0,50	0,88	0,051	0,05	0,061	0,44	0,03	0,03	0,03
БП 3049-32	11,3	12,1	0,80	0,52	0,026	0,05	0,052	0,42	0,02	0,04	0,04
БП 3049-33	12,1	12,7	0,60	0,51	0,014	0,05	0,031	0,31	0,01	0,03	0,02
БП 3049-34	12,7	13,3	0,60	проба утеряна							
БП 3049-36	13,3	13,8	0,50	0,72	0,09	0,05	0,005	0,36	0,05	0,03	0,00
БП 3049-37	13,8	14,3	0,50	0,35	0,016	0,05	0,005	0,18	0,01	0,03	0,00
БП 3049-38	14,3	14,8	0,50	0,41	0,012	0,05	0,005	0,21	0,01	0,03	0,00
БП 3049-39	14,8	15,6	0,80	1,27	0,039	0,05	0,005	1,02	0,03	0,04	0,00
БП 3049-40	15,6	16,7	1,10	0,37	0,082	0,037	0,23	0,41	0,09	0,04	0,25
БП 3049-41	16,7	17,7	1,00	0,16	0,034	0,11	0,61	0,16	0,03	0,11	0,61
дальнейшая проходка остановлена в рудной зоне по горным условиям											
<b>С у м м а</b>			<b>17,70</b>					<b>7,53</b>	<b>3,95</b>	<b>0,75</b>	<b>4,09</b>
<b>Средние содержания на вскрытую часть рудной зоны</b>								<b>0,51</b>	<b>0,27</b>	<b>0,05</b>	<b>0,28</b>

Таблица 7.5

### Подсчет прогнозных ресурсов проявления Озерное

Параметры рудной зоны				Средние содержания по рудному телу			
Протяженность, м	Мощность, м	Глубина подвески, м	Плотность руды, т/м <sup>3</sup>	Сu, %	Au, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т
<b>1. Юговосточная рудная зона</b>							
3100	50	350	3,2	0,51	0,27	0,05	0,28
Ресурсы т (P <sub>2</sub> )				885360	46,9	8,7	48,6
<b>1. Северовосточная рудная зона</b>							
1300	15	350	3,2	0,51	0,27	0,05	0,28
Ресурсы т (P <sub>2</sub> )				111384	5,9	1,1	6,1
<b>Итого Озерное: ресурсы т (P<sub>2</sub>)</b>				<b>996744</b>	<b>52,8</b>	<b>9,8</b>	<b>54,7</b>



тельную эродированность она рассматривается нами как перспективная и рекомендуется для дальнейшего изучения

На основании полученных в результате проведенных работ данных [142] произведен подсчет прогнозных ресурсов проявления категории  $P_2$  на глубину 300 м (табл. 7.4, 7.5). Полученные параметры позволяют говорить об открытии крупного комплексного месторождения меди с золотом, палладием и платиной.

На проявлении отмечаются также линзовидные тела с обильной вкрапленной титаномагнетитовой минерализацией, которые уже являются составной частью открытого ранее [108]. Дзелятышорского титаномагнетитового месторождения. По результатам анализов в разрезе рудной зоны наблюдается четкая пространственная разобщенность медной и титаномагнетитовой минерализации, при этом последняя локализуется преимущественно выше по разрезу. Содержания  $TiO_2$  - 0,4-0,8%, V - 0,04-0,1%.

С оруденением этого же типа связаны ВГХО (IV-2-47,49) с содержаниями Cu 0,01-0,3%, свидетельствующие о вероятном присутствии похожих рудных зон в ареале аномалий на площади распространения пород кэршорского комплекса к югу от проявления.

**Свинец.** ПМ данного вида (III-2-4) относится к гидротермально-плутоногенному типу (свинцово-жильная формация). Локализован в виде зоны длиной 100 м с бедной вкрапленностью галенита, сфалерита (мощностью 0,2-0,4 м), пирита (10 м) в эндоконтактной зоне гранитов яйюского комплекса. Содержания: Pb до 0,25%, Zn до 0,3%, Ag до 3 г/т. Интерес не представляет.

**Никель.** ПМ (IV-2-35) выявлен в процессе ГДП-200 в серпентинитах зоны ГУН в подошве Войкарского аллохтона и представлен зоной мелкой сульфидной вкрапленности мощностью около 0,5 м. Относится нами к метаморфизованному типу (формация никеленосных серпентинитов). Содержания: Ni - 0,7%. Учитывая почти промышленные содержания данного компонента в точке, можно говорить о вероятности высокого никеленосного потенциала серпентинитового меланжа зоны ГУНа, что необходимо учесть при дальнейших работах.

**Алюминий.** Представлен пунктами минерализации карбонатной бокситоносной формации, локализованными в Елецко-Усинской рудной зоне.

ПМ (II-1-1,4, II-2-6,10) представлены линзами сиаллитов и аллитов (размером до 1,5x2 м) локализованными в палеокарстовых полостях в карбонатных породах шервожской толщи позднего живета и аргиллитами мощностью до 0,7 м с диаспором (1-2%) в подошве трансгрессивно залегающей на них доломитово-известняковой толщи франского возраста. Зона палеокарста прослежена единичными скважинами картировочного бурения на 60 м по падению (угол падения толщ составляет 50-60°) до глубины 100 м, при мощности от 10 до 20 м. Сиаллиты и аллиты представляют собой красно-бурые и серо-голубые породы, иногда с оолитовой или бобовой структурой и имеют следующий химический состав:  $Al_2O_3$  10-33%,  $SiO_2$  40-68%,  $Fe_2O_3$  1,6-23%, кремниевый

модуль не превышает 0,79. Высокая железистость обусловлена присутствием шамозита. Практического значения ПМ не имеют, но указывают на потенциальную бокситоносность предпашийского уровня в пределах западного склона Полярного Урала.

### **Благородные металлы**

**Золото коренное.** Коренные рудные объекты района представлены рядом ПМ, относящихся к гидротермальному (золото-сульфидная формация) типу, выветривания (формация золотоносных кор выветривания) и типу золотоносных конгломератов (метаморфизованных россыпей). Все рудные точки локализованы на площади Енганэпэйского и Манитанырдского золоторудных узлов Полярноуральской медно-серебро-золоторудной минерагенической зоны.

ПМ первого типа приурочены к зонам пиритизации в вулканитах бедамельской свиты (I-2-10) (Au до 0,24 г/т, Ag до 2,4 г/т) и на контактах субвулканических риолитов лядгейского комплекса со сланцами манюкуяхинской свиты (ПМ (I-1-5). С зонами пиритизации связаны ШП (I-2-4,9,17,33) приуроченные к верхним отрезкам дренирующих их ручьев.

Довольно интересен ПМ (II-2-13) связанный с зонами сульфидной вкрапленности в габбро-расслоенного Маниташорского перидотит-габбрового массива леквожского комплекса. По единичным штуфам Au до 0,1 г/т, Cu до 0,5%.

ПМ второго типа (I-2-21) обнаружен в ходе поисковых работ на золото [98]. В скважине канатно-ударного бурения № 146 с глубины 10,8 м обнаружен продуктивный пласт мощностью 5,2 м со средним содержанием россыпного золота 1,9 г/м<sup>3</sup>, приуроченный к коре выветривания, сложенной глинистыми образованиями охристого цвета различной интенсивности с прослоями грязно-белого и черного цвета. Коэффициент окисленности ( $Fe_2O_3/FeO < 70$ ) говорит о ее зрелом профиле. Относится к линейному типу и приурочена к зоне Западноманитанырдского надвига. Первичный субстрат представлен терригенными породами манитанырдской серии.

ПМ третьего типа (I-2-20) условно отнесен к типу золотоносных конгломератов. В протолочке из кварцевых песчаников из низов манитанырдской серии обнаружено 8 знаков золота. По данным микрозондового анализа пробность золота - 740-860, реже - 650. Кроме того, в золотилах определены: Ag - 13,1-17,5%, As - 14,3-14,5; Te - 5,7-6,9; Sb - 6,7-7,1; Pd - 1,9-3,3; Cu - 2,2-10,7%. Установлено одно зерно палладия (Pd - 70,7%; As - 14,5; Sb - 7,1; Te - 6,9; Cu - 3,1%.

**Золото россыпное.** На территории установлены 3 непромышленные россыпи, многочисленные шлиховые потоки золота (ШП) и проявления погребенных россыпей (РП). Все они приурочены к долинам водотоков хр. Енганэпэ и Манитанырд и входят в состав Енганэпэйско-Манитанырдского золотороссыпного района. Россыпи открыты в ходе ГДП-50 [94] и затем детализованы при поисковых работах [98]. Основная масса россыпей и ШП связаны с современными и позднеплейстоценовыми аллювиальными отложениями, часть Верхнеияюской россыпи - с палеогеновыми корами выветривания, а часть Шервожской и все РП - с древнеаллювиальными и элю-

виально-делювиальными отложениями. Для россыпей района характерно неравномерное струйчатое и гнездовое распределение золота. Основные параметры россыпей приведены в табл. 7.6.

Изъявовская россыпь (I-2-4) приурочена к пойменным и русловым отложениям долин руч. Изъявож и его притока руч. Пр. Изъявож.

Шервожская россыпь (I-2-7) состоит из широкой струи в отложениях I надпойменной террасы и пойменно-русловых отложений руч. Лев. Шервож, Шервож, а так же двух узких струй в древнеаллювиальных предположительно чирвинских (aII<sup>1</sup>) отложениях руч. Пр. Шервож и элювиально-делювиальных отложениях на бортах его долины (edIII-H, edN).

Золото обеих россыпей в основном мелкое (хотя на рч. Лев. Изъявож встречены единичные самородки размером до 7 мм, а на Шервоже - крупные золотины до 2 мм), пластинчатое и чешуйчатое, среднеокатанное; по составу (по данным микрозонда) существенно серебряное до 29 мас.%, при среднем 8%), часто ртутистое до 2,5 мас.%), причем отмечается прямая корреляция содержания Ag и Hg. В Шервожской россыпи в единичных случаях отмечаются Cu и Pd (до 1,3%). Пробность золота Изъявовской россыпи 642-990 (средняя 913), Шервожской - 780-960 (средняя 919). Отмечается присутствие хорошо окатанных золотинок (15-20% от общего числа исследованных) с высокопробными каймами: с пробностью 800-900 в центре и 980-1000 по краям. Присутствие комковатых золотинок (20% от общего числа), пленок гидроокислов железа на их поверхности говорит о наличии золотоносных кор выветривания на площади россыпей [142], [21]. Наличие неокатанного золота и самородков, а также делювиальных россыпей на близость коренных источников.

Верхненняяюская россыпь (I-2-21) локализована в приплотиковой части пойменных отложений и I надпойменной террасы р. Нияю в районе выхода ее из гор, а так же в подстилающей их линейной позднепалеогеновой коре выветривания. Золото мелкое, плохой окатанности, ближнего сноса, средняя пробность 830.

Таблица 7.6

#### Параметры россыпей территории листа Q-41-XI

Индекс клетки	№ на карте	Название	Возраст, генезис	Длина, км Ширина, м	Средняя мощность торфов, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержание, г/м <sup>3</sup>	Ресурсы, кг (категория)
I-1	4	Изъявовская	aH	2,2/20, 2,2/40	2,4 4,2	0,4 0,6	0,4 0,16	17 (P <sub>1</sub> )
I-2	7	Шервожская	aH, aIII, edIII-H, edN, aIčr	3,8/280 0,8/40 1,5/40	17,4 28,2 17,4	0,6 0,8 0,4	0,12 0,16 0,1	108 (P <sub>1</sub> )
I-2	20	Верхненняяюская	aH, aIII, P <sub>3</sub>	0,4/60 2,3/20 0,5/60	4,0 6,6 16,0	0,9 1,1 0,5	0,21 0,9 0,17	53 (P <sub>1</sub> )

Из-за низких содержаний металла и небольших ресурсов все россыпи отнесены к непромышленным.

Существенный интерес в отношении прогноза коренной золотоносности могут представлять проявления погребенных россыпей установленные по скважинами вне пределов основных долин РП(I-2-15,24,27) и комплексный с киноварью ШП(I-2-33) в пойменно-русловых отложениях рч. Лев. Изъявож, которые характеризуются устойчивой знаковой золотоносностью, а нередко и весовой (до 1,52 г/м<sup>3</sup>). А также ложковые участки Шервожской и Верхненияюской россыпей в притоках мелких порядков.

Так же довольно интересны ШП(II-2-14) с единичными знаками золота и единичные шлихи с золотом вдоль юго-западного обрамления массива Манитанырд, свидетельствующие о потенциальной россыпной и коренной золотоносности этой части хребта.

### Радиоактивные элементы

**Уран.** Представлен ПМ(III-2-21) гидротермального плутоногенного типа (уранинит-сульфидная формация) в виде 3 тектонических зон северо-восточного простирания с повышенными содержаниями U 0,0001-0,0056%, мощностью 6-9 м в сланцах черногорской серии, связанным, предположительно, с прорывающими их штоками диоритов яйюсского комплекса. На ПМ пройдены две скважины глубиной 175 и 195 м, которые однозначно вопрос о перспективности данных тектонических зон в отношении уранового оруденения не решили.

### Неметаллические ископаемые

**Кварц пьезоптический.** Представлен в пределах листа пунктами минерализации, которые приурочены к тектоническим нарушениям и оперяющим их мелким разломам породах бедамельской, хараматолоуской и манитанырдской серий, енганэпэйской, лекъелецкой и кечьпельской свит. Размеры кристаллов на Енганэпэ до 4 см (ПМ I-2-1, 5 и др.), на Манитанырде, где степень тектонической проработки и метаморфических преобразований выше до 15-20 см (ПМ II-2-7,11, 17 и др). Кристаллы кварца молочные и прозрачные. Все ПМ не имеют промышленного значения.

**Барит.** Рудные объекты представлены Вонкурьюганским проявлением (IV-2-1) и ПМ(III-2-29) стратиформного типа [110] (баритовая стратиформная формация). Обе рудные точки входят в состав прогнозируемого Вонкурьюганского баритового рудного поля, которое является частью Собского баритоносного рудного узла.

Проявление Вонкурьюганское представлено пачкой баритизированных известняков мощностью 10 м в терригенно-карбонатных породах яйюсской свиты. По простиранию в развалах она прослежена на 1-1,5 км (в комплексе с контрастными ВГХО Ва 0,087-1%, Sr 0,007-0,1%). Рудная минерализация распределена в известняках в виде карбонатно – баритовых линзочек мощностью до 1,5 см. По данным штуфного опробования содержание BaSO<sub>4</sub> достигает 83%. Ресурсы (P<sub>2</sub>) проявления по данным [110] составляют 5 млн.т. руды при содержаниях 10–75% BaSO<sub>4</sub>.

Практический интерес представляют также контрастные ВГХО (III-2-15,19,28,30, IV-2-6) бария с содержаниями 0,03-1,25%, по которым в пределах Вонкурьюганского рудного поля [110] до глубины 200 м подсчитаны ресурсы ( $P_2$ ) - 10 млн. т барита.

**Фосфориты.** Рудные объекты представлены проявлением Нежданное и рядом ПМ осадочного типа (фосфоритовая кремнистая формация) локализованных в харотской и воргашорской свитах. Принадлежат к двум промышленным типам: желваковых и микрозернистых руд. Желваковые фосфориты развиты на площади Харотско-Яйюского фосфатноносного поля.

Проявление желваковых фосфоритов Нежданное (III-2-14) [9], [138] приурочено к верхней части разреза воргашорской свиты. На проявлении установлены два фосфатноносных горизонта. Нижний приурочен к пласту известняковых конглобрекчий с фауной башкирского возраста мощностью 1,1 м. Фосфориты находящиеся в виде обломков в составе брекчий, крепкие, черные, кремнеподобные, овальной окатанной и полуокатанной формы, размером 0,5-15 см в диаметре, распределены в породе довольно равномерно. Состав фосфоритов подолит-коллофанитовый. Содержание  $P_2O_5$  в гальках - от 19,95 до 31,12% (на общую массу составляет 7,9-8,4%). Отношение  $MgO/P_2O_5 \times 100$  равно 0,7-4, отношение  $Fe_2O_3/P_2O_5 \times 100$  составляет 1-3,5. Содержание  $SiO_2$  в пределах 3-9%. По своим характеристикам фосфоритовые гальки удовлетворяют требованиями, предъявляемым к фосфатному сырью. Верхний фосфатноносный горизонт приурочен к пачке черных глинистых, углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, располагающихся выше известняковых брекчий. По данным опробования в нижней части пачки выделяется пласт мощностью 0,5 м микрозернистых бедных фосфоритов с содержанием  $P_2O_5$  8,64%.

Желваковые фосфориты ПМ(III-2-5) локализуются в аналогичных конглобрекчиях. Мощность пласта 1 м, галька фосфоритов размером до 3 см занимает до 40% объема пласта.

Прогнозные ресурсы Харотско-Яйюского фосфатноносного поля, на территории которого локализованы данные рудные точки по категории  $P_2$  составляют 256 тыс.т  $P_2O_5$ .

ПМ(II-2-8,III-1-2,6,III-2-7,11,26) микрозернистых фосфоритов связаны с углисто-кремнисто-глинистыми сланцами харотской свиты. Содержания  $P_2O_5$  0,75-8,5%. С ними же связаны ВГХО(III-2-1,2,3,17,22,27), содержания  $P_2O_5$  0,2-1%. Промышленного интереса не представляют.

### **Драгоценные и поделочные камни**

**Уваровит, хромвезувиан.** Данный вид представлен проявлением Лекхойлинское (IV-2-43) с прожилками и корочками уваровита по трещинам в хромитах одноименного хромитового месторождения. Кристаллы хромвезувиана с размером до 0,5-1,5см, полупрозрачные. Представляет интерес как ювелирное и коллекционное сырье.

**Поделочные камни** представлены декоративными лавами, известняками, жадеититом, вебстеритом, яшмоидами и гондитами с родонитом.

К первой группе поделочного сырья относятся проявления бедамельских лавобрекчий: Цен-

тральное (I-2-1) и Шервожское (I-2-8) и риолитов: Бадьяшорское и Изъявожское (I-2-32,34).

Темно-зеленые, красновато-коричневые с пятнистым рисунком лавобрекчии проявления Центральное образуют горизонт мощностью 10-15 м, протяженностью сотни метров. Размер блоков 0,5x0,4x1 м. Рекомендуются как сырье для облицовочного материала.

Декоративные известняки представлены проявлениями инкрустационных, узорчатых и онколитовых разновидностей. Первые связаны с массивными рифогенными разностями раннедевонского возраста (II-1-2) и представляют собой брекчевидные от серых до черных водорослевые известняки с органогенными текстурами, первичные пустоты между обломками которых и полости в них выполнены микрizonaльными разностями белого и серого кальцита. Узорчатые известняки (II-2-9) обнажаются в левом берегу р. Лек-Елец, где вскрыта зона позднеживесткого палекарста и характеризуются очень своеобразными пятнистыми (серо-голубые с розовыми и красными пятнами) текстурами. Серые онколитовые известняки с пятнистым рисунком проявления Береговое-I (II-1-7) представляют собой пласт мощностью 5-10 м имеют протяженность первые сотни метров.

Жадеитит обнаружен на проявлениях: Северный, Кечьпельты, Западный (IV-1-26, 27, 30), ПМ (IV-1-5, 20). На проявлении Западный в пределах участка размером 700x450 м выявлено 8 альбит-жадеититовых развала и одна коренная жила, а так же 2 тектонические зоны с жадеититовой минерализацией. Жадеитит низкого качества, проявление практического интереса не представляет.

Элювиально-делювиальные развалы общей площадью 500x1500 м и редкие жилы сочного, зеленого вебстерита проявления Аркаматалоуское (IV-2-18) имеют практическое значение как оригинальный ювелирно-поделочный материал. Блочность пород высокая.

Красные, полосчатые яшмоиды ПМ (III-1-4) залегают в виде пласта мощностью 3 м. Хорошо полируются, блочность 20x30x50 см. Представляют интерес как поделочное сырье.

Среди рудных точек с поделочным сырьем метаморфогенного генезиса наиболее интересно **месторождение Изьякырю** (IV-2-22) локализованное в образованиях хараматолоуской серии. Оно представлено тонкими (мощностью 0,01-0,5 м) четковидными, линзообразными и пластообразными телами гондитов фрагментарно прослеживающимися на расстояние до 5 км. Текстуры преимущественно плейчатые и полосчатые, структуры гранобластовые. Основные минералы: кварц и спессартин; второстепенные - плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, гематит. Из марганцевых минералов отмечаются родонит, родохрозит, марганецкальцит, гаусманит, гранат спессартин-альмандиневого ряда. Химический состав гондитов: SiO<sub>2</sub> - 65,3-67,3%; MnO - 2,6-4,2%. Художественные достоинства гондитов месторождения обусловлены способностью пород принимать при полировке зеркальную поверхность, контрастностью цвета (черное-красное) и рисунчатыми текстурами. Особенно привлекательны образцы с тонколинзовидно-плейчатой текстурой,

характеризующейся обилием микроскладок. Такие гондиты с учетом их коричневатой окраски напоминают отполированную поверхность благородных разновидностей дерева.

Предварительно оцененные запасы по категории  $C_1$  на месторождении установлены в количестве 127,5 т сырца, сортового камня - 50,6 т; по категории  $C_2$  - 310 т сырца, 129,7 т, сортового камня [104]. Прогнозные ресурсы по категории  $P_2$  до глубины 50 м составляют около 270 т и категории  $P_3$  - 3 тыс. т [14]. На проявлении ведется эпизодическая добыча поделочного сырья.

Линзы и пласты розовых и сиреневых родохрозит-родонитовых разностей в гондитах П (IV-2-22), ПМ (IV-2-9,26), а так же сами вишнево-розовые гондиты ПМ (IV-2-26,31,34) имеют высокодекоративные полосчатые текстуры и представляют интерес как поделочное сырье.

### Строительные материалы.

**Карбонатные породы.** Представлены двумя мелкими месторождениями: Береговое-I (II-1-5) и Береговое-II (II-1-6). Параметры месторождений приведены в табл.7.7.

**Обломочные породы.** На территории оценены и разведаны одно крупное (III-1-9) и одно мелкое (III-1-10) месторождения песчано-гравийных смесей [72]. Характеристика месторождений приведена в табл.7.7. Кроме того, выявлено Енганэпэйское (№1 на схеме прогноза) проявление кварцитовидных песчаников [96], пригодных в качестве облицовочного материала, на бут и щебень (прил.3).

**Прочие ископаемые. Глины красочные.** В ходе ГДП-50 [94] и опытно-методических работ [113] выявлено 3 проявления красочных глин (I-2-29,31, III-1-7) приуроченных к фрагментам олигоценых кор выветривания.

Наиболее изучено проявление Лекшорское (III-1-7). Здесь канавами вскрыты щебнисто-глинистые линейные коры выветривания представленные охристыми глинами желтого, красного цвета по сланцам косвожской свиты. Площадь выхода кор составляет 10000 м<sup>2</sup>, мощность - до 2,5м. Химический состав кор по данным бороздowego опробования из канав и шурфов следующий: SiO<sub>2</sub> 54-84%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7-22%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2-11,5%, CaO 0,12-0,8%, MnO 0,03-6,62%, ппп 2,5-6,6%.

При содержании в природных пигментах Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пределах 7-11% и повышенном содержании SiO<sub>2</sub> они соответствуют маркам 04 и 03 (ТУ 301-10-019-90). По нормам ГОСТ. содержание CaO не должно превышать 20% и весьма благоприятно повышенное содержание MnO.

Большинству этих требований глинистые охры проявления Лекшорское соответствуют. Для оконтуривания сортовых охр необходимо провести заверочное бурение.

Краткое описание остальных проявлений дано в приложении 2.

**Параметры месторождений стройматериалов территории листа Q-41- XI.**

Индекс клетки	№ на карте	Название месторождения	Вид полезного ископаемого (ПИ)	Геологическое строение месторождения	Характеристика ПИ, область применения	Мощность полезной толщи; вскрыши	Запасы, группа месторождения	Виды проведенных работ
II-1	5	Береговое-I	Известняк	Полезная толща приурочена к рифогенному массиву большеелецкой толщи (D <sub>2-3</sub> be)	Хим.состав: CaCO <sub>3</sub> 57-96%; MgCO <sub>3</sub> 3-45%; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + SiO <sub>2</sub> 0,4-15%; можно применять для изготовления быстрогасящейся извести II сорта, на бут и щебень	25-28 м; 3,5-4 м	A+B+C <sub>1</sub> 3,4 млн. м <sup>3</sup> ; мелкое	Детальная разведка
II-1	6	Береговое-II	Известняк	Полезная толща приурочена к рифогенному массиву большеелецкой толщи (D <sub>2-3</sub> be)	Объемный вес 2,67г/см <sup>3</sup> , водопоглощение 0,43%; морозостойкость 1,05%; коэффициент размягчения 0,9. Хим.состав: MgO 9-13%; SiO <sub>2</sub> 0,7-0,9; K <sub>2</sub> O 0,1%; на бут и щебень (балласт).	24,2 м; 3 м	A+B+C <sub>1</sub> 3,3 млн. м <sup>3</sup> ; мелкое	Детальная разведка
III-1	9	Качамылькское	Песок, песчано-гравийная смесь	Полезная толща приурочена к аллювиально-озерным дозмерской свиты (laIdz)	Гравия в смеси 56%.ПГС можно использовать в дорожном строительстве, гравий и песок из отсева в качестве балласта и наполнителя бетона только после их обогащения.	6-13 м; 0,4-1,5 м	C <sub>2</sub> : 53,5 млн. м <sup>3</sup> ПГС и 22,8 песка; крупное	Поисково-оценочные работы
III-1	10	Кечпель-2	Гравийно-песчаная смесь	Полезная толща приурочена к аллювиально-озерным отложениям дозмерской свиты (laIdz)	Содержание гравия-отсева в смеси 47%.ПГС можно использовать в дорожном строительстве.	10м; -	C <sub>2</sub> -2 млн. м <sup>3</sup> ; мелкое.	Поисково-оценочные работы



## 8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория охватывает части следующих крупных минерагенических подразделений: Северо-предуральской нефтегазоносной области (НГО)(1), Печорского угольного бассейна (2), Бельско-Елецкой флюорит-бокситоносной (3), Манитанырдской серебро-меднорудной (4), Полярно-уральской медь-серебро-золоторудной (5), Сакмаро-Лемвинской барий-марганец-золоторудной (6), Харбейско-Марункеуской свинец-железо-меднорудной (7) и Западно-Тагильской платиноидно-железо-хромитовой (8) минерагенических зон (МЗ), а также кайнозойского Енганэпейско-Манитанырдского (0.1) золотороссыпного района.

Северо-предуральской нефтегазоносной области на территории отвечает восточная часть Воркутского нефтегазоносного района (1.1), пространственно частично совпадающая с восточным фрагментом Косью-Коротаихинской подзоны Предуральской СФЗ. В пределах этой же подзоны выделен Печорский бассейн с частью Елецкого угольного проявления (I-1-2).

Бельско-Елецкая МЗ в пределах изучаемой территории включает в себя южный фрагмент Елецко-Усинской бокситоносной рудной зоны (3.0.1), приуроченный к метаморфизованным предпашийским корам выветривания по отложениям шервожской свиты.

Полярноуральская МЗ имеет в своем составе: Енганэпэйский (5.0.1) и Манитанырдский (5.0.2) золоторудные узлы, в пределах последнего выделено Нияюское рудное поле (5.0.2.1).

В состав Сакмаро-Лемвинской МЗ входит Собско-Пальникский марганец-баритовый рудный район (6.1), охватывающий отложения яйюской свиты. В пределах района выделен Собский баритоносный рудный узел (6.1.1) с прогнозируемым Вонкурьююганским баритовым рудным полем (6.1.1.1) в его составе. Вне рудных районов локализуются: Харотско-Яйюское (6.0.0.2) и прогнозируемое Воргашорское (6.0.0.1) фосфатоносные рудные поля..

Харбейско-Марункеуская МЗ представлена на территории Хараматолоуским полиметаллическо-медным рудным узлом (7.0.1).

Западно-Тагильская МЗ имеет в своем составе: Войкаро-Сынинский хромитовый (8.1) рудный район в пределах развития полей одноименного дунит-гарцбургитового комплекса и Кершорский платиноидно-медно-железорудный (8.2) район в контуре развития пород кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. В пределах первого района выделены: Харотское (8.1.0.1), Лекхойлинско-Левопайерское (8.1.0.2) и Косшорское (8.1.0.3) хромитовые рудные поля; в пределах второго – Озерное (8.2.0.1) золото-платиноидно-меднорудное поле.

Геологические образования территории сформировались в течение трех тектономагматических этапов (байкальского, каледоно-герцинского и мезозойско-кайнозойского) и, соответственно, слагают три структурных этажа.

К образованиям байкальской минерагенической эпохи позднерифейско-поздневендского возраста относятся Полярноуральская и Харбейско-Марункеуская МЗ, пространственно совпадающие с одноименными структурно-формационными зонами байкалид. В пределах Полярноуральской МЗ с вулканитами бедамельской серии связана медно-жильная и, предположительно, золото-серебряная минерализация. В Харбейско-Марункеуской МЗ с вулканитами ивтысьшорской свиты ассоциирует медно-полиметаллическое колчеданное оруденение и серноколчеданная минерализация, с габброидами кыквомшорского комплекса связана медножильная и серноколчеданная минерализация, в породах харматолоуской серии локализована силикатная марганцевая минерализация гондитовой марганценосной формации.

Образования каледоно-герцинской минерагенической эпохи позднекембрийско-триасового возраста включают в себя Манитанырдскую, Бельско-Елецкую, Сакмаро-Лемвинскую и Западно-Тагильскую МЗ, совпадающие с одноименными СФЗ, а также территории Северопредуральской нефтегазоносной области и Печорского угольного бассейна в пределах Косью-Кортаихинской подзоны Предуральской СФЗ. В течение этой эпохи рудообразование происходило в три этапа: рифтогенный, пассивной окраины континента и орогенный.

В ордовике-силуре на территории листа к востоку от ГУН (Западно-Тагильская МЗ) образуется Тагило-Магнитогорское окраинное море, фрагментом коры которого являются гипербазиты райизско-войкарского и дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация кэршорского комплексов. Хромитовые залежи и оруденение в ее пределах имеют первично магматический генезис и связаны с телами дунитов в породах райизско-войкарского и кершорского комплексов, золото-платиноидно-медносulfидное оруденение волковского типа связано с пироксенитами кершорского комплекса, выше которого в пироксенитах и габброидах этого же комплекса стратифицируется титано-магнетитовое оруденение.

К западу от ГУН рудные объекты, связанные с рифтогенезом, локализуются в Манитанырдской МЗ. В базальных слоях манитанырдской серии предполагаются древние россыпи золота формации золотоносных конгломератов, сформированные за счет размыва рудных образований нижнего структурного этажа. В расслоенных перидотит-габбровых телах лекшорского комплекса локализуется золото-сульфидная минерализация. Примерно с середины аренига с наступлением морских обстановок на площади МЗ в низах разреза малопапудынской свиты в пределах палеограбенов формируется стратиформная минерализация типа медистых песчаников.

Со среднего ордовика по поздний карбон вся территория листа к западу от ГУН развивается как типичная пассивная окраина, и все рудобразование носит исключительно осадочный характер или связано с континентальными перерывами в осадконакоплении. В пределах Бельско-Елецкой МЗ на рубеже среднего-позднего девона по карбонатным породам шервожской свиты в период

кратковременного предпашийского перерыва формируются карстовые бокситоносные коры выветривания.

В Лемвинской МЗ стратиформные рудные уровни более многочисленны и представлены – геохимическими аномалиями Mn в петельчатых известняках качамылькской свиты, что характерно для стратиформного железо-марганцевого оруденения парнокского типа, микрозернистыми фосфоритами (харотская свита), бедной марганцевой кремнистой минерализацией (яшмоидная пачка няньворгинской свиты), желваковым фосфоритовым оруденением (верхи воргашорской свиты), баритовым стратиформным оруденением (яйюская свита).

В конце позднего карбона стадия пассивной окраины завершается, и территория вступает в коллизионную стадию. Образование пунктов минерализации хрустала связывается с формированием альпийских жил, во время тектонических процессов в связи с коллизией Урала в пермско-юрское время. С этим же периодом связано внедрение диоритов яйюского комплекса, к которым предположительно приурочена уранинит-сульфидная минерализация. В это же время в зоне ГУНа формируется Харматалоуский серпентинитовый меланж, с которым может быть связана сульфидная никелевая минерализация. В Косью-Роговской СФЗ в ранней перми формируются угли формации угленосных краевых прогибов.

В мезозойско-кайнозойскую минерагеническую эпоху, отвечающую времени формирования верхнего структурного этажа, большая часть территории испытывает воздымание; существенное развитие получают формации марганценосных и золотоносных кор выветривания, формация золотых россыпей. Марганцевая латеритная формация предположительно распространена в полосе развития олигоценых кор выветривания по породам косвожской, няньворгинской и качамылькской свит. Л.Я Островским предполагается так же широкое развитие марганценосных кор выветривания по гондитам харматолоуской серии. Однако в пределах листа эти коры в основном эродированы. Золотороссыпная формация локализуется в прибрежно-морских отложениях эоплейстоцена, в аллювиальных отложениях плейстоцена и голоцена, а так же во фрагментах олигоценых линейных кор выветривания, приуроченных к зонам разломов. Все золотороссыпные объекты располагаются в пределах Енганэпэйско-Манитанырдского района (1), в составе которого выделена Нияюская зона (1.1) с прогнозируемым Восточнонияюским золотороссыпным полем (1.1.1).

Из всего разнообразия видов полезных ископаемых наиболее перспективными и важными на территории листа являются: хромитовое, титаномагнетитовое и золото-платиноидно-меднорудное оруденение, минерализация золото-сульфидной и золото-серебряной формаций, отчасти россыпи золота и проявления стратиформных баритовой и фосфоритовой формаций.

**Каменный уголь.** Основным минерагеническим фактором, контролирующим положение залежей угля на территории, является стратиграфический, так как все промышленные пласты Елецкого проявления приурочены к лекворкутской свите. Из минерагенических факторов II рода

можно выделить геотектонический и палеогеографический. Первый локализует положение угольных пластов в региональном масштабе (Предуральский краевой прогиб), а второй – во времени. Так, со второй половины кунгура на территории наблюдается многократная смена лагунно-морских условий осадконакопления континентальными с образованием угольных пропластков. На площади Елецкого проявления проведены поисковые горные и буровые работы. Переоценка ресурсов углей проявления была выполнена в 1992 г. на основе новейших представлений о геологическом строении территории, ее угленосности и качестве углей, а ресурсы определены с учетом последних единых предельных кондиций подсчета прогнозных ресурсов (по мощности 0,7 м; по зольности 40%). В пределах изучаемой территории на Елецком проявлении прогнозируются прогнозные ресурсы категории  $P_2$  в количестве 4,4 млн. т.

**Железо, титан.** Среди минерагенических факторов I-го рода, контролирующих данный вид, главным является магматический, вследствие которого титаномагнетитовое оруденение приурочено к расслоенным телам пироксенитов и габбро кэршорского комплекса. Среди прямых поисковых признаков оруденения можно выделить наличие на территории проявления руд данного типа. Среди косвенных – фиксация оруденения аномалиями магнитного поля (более 6000нТл). На основании перечисленных выше факторов [108] на Дзелятышорском проявлении методом прогноза по геофизическим аномалиям прогнозируются крупное месторождение с ресурсами категории  $P_2$  в количестве 1094 млн. т титаномагнетитовых руд.

**Хром.** Среди минерагенических факторов I-го рода, контролирующих данный вид, можно выделить магматический, тектонический и метаморфический.

На основании 1-го - хромитовое оруденение приурочено к апофизам крупных дунитовых тел. В крупных силлообразных дунитовых телах оно локализуется в их прикровлевой части. Кроме того, этот фактор дает возможность прогнозировать хромитоносность полей гарцбургитов с дунитовыми телами на площади Войкаро-Сынинской зоны, в частности, чем больше размер и количество дунитовых тел, тем она выше.

На основании 2-го - хромитовое оруденение сопровождается тектонические линейные зоны, обогащенные жилородными, шпирово-полосчатыми и малыми телами дунитов в крупных дунитовых массивах или полях гарцбургитов, обогащенных дунитами.

Третий фактор значительно влияет на качество хромитовой руды. При ее метаморфизме (слабой и средней степени) происходит обогащение хромшпинелидов хромом за счет выноса Al и Mg. Особенно это заметно при метаморфизме глиноземистых руд, низкохромистые переходят в среднехромистые, а те, в свою очередь, в высокохромистые. При метаморфизме высокой степени происходит вынос Cr, что значительно ухудшает качество руды.

К прямым поисковым признакам хромитового оруденения относятся: широкое распространение на территории Войкарской зоны месторождений, проявлений и ПМ данного вида, а так же элювиально-делювиальных развалов хромитов.

К косвенным признакам относятся следующие:

- наличие геофизических аномалий (по отношению к вмещающим гипербазитам хромитовое оруденение имеет повышенную плотность и пониженные магнитные свойства);
- присутствие на территории светло-зеленых дунитов обычно локализующихся на границе с хромитовым оруденением, говорит о близком расположении рудных тел;
- наличие зон сульфидной минерализации (обычно находятся на расстоянии десятков м от богатых хромитовых тел, но могут быть связаны и с другими объектами);

В ходе работ по объекту было уточнено геологическое строение проявлений: Харотское и Косшорское и дан дополнительный прогноз по их площадям.

В теле дунитов, вмещающих Косшорское проявление (к востоку от последнего) нами выявлена серия элювиальных развалов густо и средне и редковкрапленных руд, аналогичных рудам Косшорского проявления. Развалы формируют три рудные зоны средней мощностью (М) 2,0 м и суммарной протяженностью (L) 0,3 км. Прирост прогнозных ресурсов хромитов на проявлении категории P<sub>2</sub> до глубины 300 м составит:

$$Q = L \times M \times H \times D = 300 \times 2 \times 300 \times 3,3 = 600 \text{ тыс.т,}$$

где объемный вес руды (D) - 3,3 т/м<sup>3</sup>, при среднем содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16,9%.

Кроме того, нами обосновывается прирост прогнозных ресурсов P<sub>3</sub> в пределах Косшорского хромитового рудного поля в материнском силлообразном теле дунитов, наличие которого предполагается по геологическим данным под покрывкой гарцбургитов. Оценка проведена по методу аналогии до глубины 300м. В качестве эталонного объекта выбрано само Косшорское проявление, удельная площадная продуктивность которого q - 280 тыс.т/км<sup>2</sup> [121].

$$Q = k \times q \times S_d = 0,7 \times 280 \times 7,7 = 1509 \text{ тыс.т,}$$

k – коэффициент аналогии, принят равным 0,7; S<sub>d</sub> – предполагаемая площадь дунитов, составляет 7,7 км<sup>2</sup>.

На Харотском проявлении перспективы также связываются нами с прикровлевыми частями материнского силлообразного тела дунитов, в апофизах которого локализуются мелкие объекты с рудами глиноземистого типа, оцененные по категории P<sub>1</sub> [121]. По аналогии с Косшорским рудным полем (коэффициент аналогии 0,9) предполагается, что руды связанные с этим дунитовым телом также будут высокохромистого типа. Прирост прогнозных ресурсов по категории P<sub>2</sub> рассчитан до глубины 300 м. В качестве эталонного объекта выбрано Косшорское проявление, удельная площадная продуктивность которого (q) составляет 280 тыс.т/км<sup>2</sup> [121].

$$Q = k \times q \times S_d = 0,9 \times 280 \times 3,5 = 882 \text{ тыс.т,}$$

где  $k$  – коэффициент аналогии,  $S_d$  – предполагаемая площадь выхода дунитов,  $\text{км}^2$ .

Прогнозные ресурсы Харотского рудного поля в целом по кат.  $P_3$  до глубины 300 м составят:

$$Q = k_d \times q \times S_d = 0,6 \times 170 \times 26 = 2650 \text{ тыс.т.},$$

где  $q$  – удельная площадная продуктивность Харотского рудного поля по данным предшественников [121],  $\text{т/км}^2$ ,  $S_d$  – площадь прогноза,  $\text{км}^2$ ,  $k_d$  – коэффициент надежности оценки.

На основании приведенных расчетов и данных предшественников [121] общие прогнозные ресурсы категории  $P_1+P_2+P_3$  по рудным полям Войкарской зоны приведены в табл. 8.1:

Таблица 8.1

### Величина ресурсов хромитоворудных полей листа Q-41-XI

Рудное поле	Руды глиноземистого типа, млн.т			Руды высокохромистого типа, млн.т			Итого $P_1+P_2+P_3$
	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_1$	$P_2$	$P_3$	
Харотское	0,4				0,88	2,65	3,93
Лекхойлинско-Левопайерское	4,7			0,5			5,2
Косшорское				1,31	0,6	1,51	3,55
<b>Всего по листу</b>	<b>5,1</b>			<b>1,81</b>	<b>1,48</b>	<b>4,16</b>	<b>12,68</b>

**Медь, палладий, золото.** Факторами, контролирующими оруденение волковского типа, являются магматический и тектонический. Вследствие первого вкрапленное сульфидное оруденение данного типа локализуется в пироксенитах среди расслоенных пород первой фазы кершорского комплекса, вследствие второго пострудные тектонические процессы вызывают частичное перераспределение рудного вещества в ослабленные зоны и кливажные трещины.

К прямым поисковым признакам оруденения относятся: наличие проявления данного типа, присутствие ВГХО на территории Озерного поля.

Подсчет прогнозных ресурсов Озерного проявления на основании результатов выполненных работ приведен в табл. 7.5.

**Золото коренное.** На территории Енганэпейского золоторудного узла возможно обнаружение месторождений рудного золота золотосульфидной формации на площади прогнозируемого Верхнеизьявожского рудного поля. Основанием для служат следующие предпосылки:

- наличие непромышленных россыпей золота в нижнем течении рч. Изьявож, как в современном так и древнем аллювии;
- наличие знаковых и весовых содержаний золота в склоновых делювиальных отложениях неогена под среднеплейстоценовой мореной в скважинах канатно-ударного бурения [98];
- устойчивые шлиховые потоки золота в современном русловом аллювии в верхних отрезках большинства водотоков, нередко с весовой золотоносностью (до  $1,52 \text{ г/м}^3$ ), иногда с мелкими самородками золота в сростках с кварцем (рч. Лев. Изьявож) и знаками киновари;

- химический состав золота; в шлихах водотоков поля встречаются низкопробные (640-850) чешуйки и пластинки золота; золото данных шлихов высокосеребристое (до 29 масс.%), ртутистое (до 1,6 масс.%);

- наличие аномалий ртути по результатам шпуровой газортутной съемки;

- присутствие березитоподобных метасоматитов в ареале распространения пород бедамельской серии и вулканических центров реконструируемых по распространению экструзивных и жерловых фаций лядгейского вулканического комплекса;

Подсчет прогнозных ресурсов Au по категории  $P_3$  произведен методом аналогии. За месторождение - аналог взято Верхненияюское месторождение (запасы золота по категории  $C_2$  3,4 т, площадь месторождения 0,5 км<sup>2</sup>). Прожилково-вкрапленное золотое оруденение месторождения связано метасоматитами березитовой формации, наложенными на ранние зоны пропилитизации в штокообразных телах трахиандезитов среди базальтового вулканического центра бедамельского возраста. Для золота месторождения характерна низкая пробность (<700), повышенная ртутистость (до 10 масс.%). Зоны березитов сопровождаются повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Sn.

Площадь Верхнеизъявожского рудного поля  $S_0=50$  км<sup>2</sup>, степень надежности прогноза средняя -  $K_1=0,5$ , значение коэффициента. соотношения эталонной и прогнозируемой площади  $K_2=0,1$ .

$$Q_{\text{золота}} = 50 \times 3,4 \times 0,5 \times 0,1 \sim 17 \text{ т};$$

**Золото россыпное.** В ходе поисковых работ на территории Енганэпэйско-Манитанырдского золотороссыпного узла подсчитаны ресурсы категории  $P_1$  по следующим россыпепроявлениям: Шервожское – 108 кг, Верхненияюское – 53 кг, Изъявожское 17 кг. Оснований для дальнейшего прироста ресурсов данных россыпепроявлений нет.

Нами прогнозируется выявление россыпей Au в пределах Восточнонияюского золотороссыпного поля. Размещение прогнозируемых россыпей на территории поля контролируется двумя факторами: геоморфологическим и тектоническим. Первый фиксирует перспективную площадь в пределах зоны сочленения горной части хр. Манитанырд с Нияюской ЭСД, что предполагает резкое изменение гидродинамики транспортирующего потока. Кроме того, по данным канатно-ударного бурения [98] к северо-востоку от рамки листа вдоль северо-западного склона хр. Манитанырд реконструируется фрагмент погребенного абразионного уступа выработанного в коренных породах, в пределах которого на всех профилях зафиксирована знаковая и весовая золотоносность, что является прямым поисковым признаком для прогнозирования плиоценовых россыпей прибрежно-морского генезиса. Тектонический фактор подразумевает тектоническую природу современного воздымания Манитанырда относительно Нияюской депрессии

Косвенными поисковыми признаками россыпного оруденения являются:

-наличие месторождений и проявлений коренного золота в верховьях ручьев и рек, выходящих к перспективной площади (за пределами листа);

-присутствие кор выветривания (промежуточного коллектора и зон обогащения золота) как в пределах площади, так и в ареалах месторождений рудного золота.

На основании перечисленных факторов и признаков с учетом линейной продуктивности [98] юго-восточного борта Нияюской депрессии 48,4 кг/км погнзные ресурсы Восточнонияюсского поля по категории  $P_2$  оценены: 48,4 кг/км x 18 км = 870 кг.

**Барит.** Данный вид контролируется литолого - стратиграфическим фактором I рода, вследствие которого рудные тела баритов связаны с прослоями карбонатов среди терригенных отложений нияюской свиты. К прямым поисковым признакам, контролирующим оруденение относятся: проявление и пункт минерализации, вторичные геохимические ореолы в полосе развития свиты.

В ходе поисковых работ [110] на площади Вонкурьюганского рудного поля выявлено одноименное проявление с ресурсами 5 млн. т ( $P_2$ ), что дает возможность прогнозировать на его территории крупное месторождение. В ходе дальнейших поисковых работ [110] к северо-востоку от проявления обнаружены 2 ВГХО с параметрами (табл.8.2), по которым посчитаны ресурсы (табл.8.3)

Таблица 8.2

Параметры перспективных ВГХО Вонкурьюганского рудного поля

№ на карте	Количество аномальных проб	Среднее содержание Ва, %	Площадь, км <sup>2</sup>
III-2-28	506	0,115	12,6
III-2-15, 19	118	0,09	2,9

Таблица 8.3

Подсчет ресурсов барита по перспективным ВГХО Вонкурьюганского рудного поля

№ на карте	Площадная продуктивность Ва для слоя мощностью 1 м, т/м [Лютиков, 1984ф]	Прогнозные ресурсы ( $P_2$ ) на глубину 200м, млн.т		
		Ва	BaSO <sub>4</sub>	BaSO <sub>4</sub> в рудах
	q	$P_1 = q \times 200$	$P = P_1 \times 1,7$	$P_p = P \times \alpha^*$
III-2-28	67 228	13	22	13
III-2-15, 19	11 906	2	3,4	2
Итого				15

$\alpha^*$  - коэффициент пропорциональности между продуктивностью ореолов рассеяния и продуктивностью коренного оруденения  $\alpha = 0,6$  [50].

Учитывая, что в ареал ВГХО (III-2-28) попадает площадь и самого Вонкурьюганского проявления ( $P_2 = 5$  млн.т), общие прогнозные ресурсы по полю составят 15 млн.т барита.

**Фосфориты.** Данный вид контролируется стратиграфическим фактором. Пласт фосфатоносных конглобрекчий локализован в нижнебашкирском уровне воргашорской свиты. К прямым



поисковым признакам, контролирующим оруденение относятся: проявление и пункт минерализации, вторичный геохимический ореол в полосе развития продуктивной толщи. К косвенным – радиоактивные аномалии, фиксирующие породы, благоприятные для локализации рудных тел.

На основании перечисленных факторов и признаков прогнозные ресурсы Харотско-Яйюского рудного поля составят:

$17 \text{ км} \times 100 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 2,67 \text{ т/м}^3 \times 0,7 = 3,2 \text{ млн. т}$  фосфоритовых руд

где 17км - расстояние полосы пород воргашорской свиты между рудными точками, 100м глубина подсчета, 1м – мощность пласта,  $2,67 \text{ т/м}^3$  – плотность пород, 0,7 – коэффициент достоверности.

При среднем содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 8%, ресурсы поля составят 256 тыс. т  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

По аналогии с Яйюским полем на площади Воргашорского фосфатоносного рудного поля прогнозируется 250 тыс.т  $\text{P}_2\text{O}_5$  категории  $\text{P}_3$ . Основанием для прогноза является вероятное существование в карбоне палеозоны апвеллинга [59], приуроченной к внешнему склону карбонатной платформы, которая по аналогии с современными обстановками крайне благоприятна для формирования фосфоритового оруденения на площади данного поля. Другим признаком является, широкое распространение к востоку от данного поля обломков богатых переотложенных микрозернистых фосфоритов ( $19\text{-}30\%\text{P}_2\text{O}_5$ ) в конглобрекциях верхов воргашорской свиты, источником для которых могли служить залежи богатых фосфоритов на бровке склона карбонатной платформы.

**Строительные материалы.** Размещение рудных объектов данной подгруппы контролируется стратиграфическим фактором. Кварцитовидные песчаники приурочены к манитанырдской серии. Прогнозные ресурсы проявлений приведены в прил.3.

## 9. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Существующая сложность гидрогеологических условий рассматриваемой территории определяется, с одной стороны, ее геоструктурной позицией, а с другой – различиями в геокриологической обстановке. Согласно учитываемому оба эти фактора районированию Н. Г. Обермана [116], она располагается в зоне сочленения Тимано-Печорской артезианской (А) и Уральской гидрогеологической складчатой областей (Б). Первая из них занимает довольно ограниченное пространство в западно-северо-западной части площади и представлена Косью-Абезьским адартезианским бассейном, входящим в Печоро-Предуральскую систему адартезианских и артезианских структур. В пределах листа ей свойственно островное (до 50%) распространение многолетнемерзлых пород (ММП), подошва которых не достигает (за редким исключением) коренных пород, а мощность варьирует от нескольких до 15-20 м [111].

Охватывающая всю остальную территорию Уральская область представлена Западно-Уральской системой адмассивов, массивов и наложенных адмассивов (Б<sub>1</sub>), которая подразделяется

на Лемвинский наложенный адмассив ( $B_1^1$ ), Енганэпэйско-Оченьрдский массив ( $B_1^2$ ) и Восточно-Уральской системой массивов, представленной на территории листа Войкарским массивом ( $B_2$ ), Войкаро-Тагильского массива. Данная надструктура в целом характеризуется значительной ролью в формировании ее гидрогеологических особенностей тектонического фактора. Присущее ей покровно-складчатое строение обусловило этажное расположение водоносных зон трещиноватости вплоть до подошвы аллохтона, что и побудило применить к ним термин "надзона" [120], [115]. Зачастую посредством разломов осуществляется питание и разгрузка подземных вод.

Отличительной чертой Войкарского массива является практически сплошное распространение ММП, которое в зависимости от геоморфологической специфики ландшафта начинается с абсолютных отметок от 300-500 до 700 м [92]; [114]. Их мощность, по данным бурения в районе гор Янес-Кеу и Степь-Рузь, превышает 200 м [92] и может достигать на участках альпинотипного рельефа, по оценкам Н. Г. Обермана, 700 м [114]. Верхний ярус криолитозоны вследствие сдренированности образован так называемыми "морозными" (не содержащими льда) породами [120], [117], об отрицательной температуре которых, в частности, свидетельствуют возникавшие при простаивании скважин ледяные пробки [93], [94].

Гидрогеологические структуры Западно-Уральской системы проморожены в различной степени с преимущественно островным, а также прерывистым, редко сплошным распространением ММП. Наиболее сильному промерзанию подвергся Енганэпэйско-Оченьрдский массив, в рамках которого находятся горные кряжи Енганэпэ и Манитанырд. Мощность многолетнемерзлых пород здесь меняется в широких пределах: от 5-40 м в поле развития карстующихся толщ на южной периферии хр. Енганэпэ [92]; [94] до 100-300 в зоне прерывистой мерзлоты и 700 – сплошной [114]. Главным образом, "мягкий" (близкий к нулю) температурный режим криолитозоны Лемвинского адмассива порождает чрезвычайную невыдержанность и динамичность мерзлых массивов как в плане, так и в разрезе. В результате их распространение варьирует от редкого и даже спорадического (Нияюская депрессия) до массивно-островного при мощности от первых до 50 и более м. Лишь в самой предгорной части оно становится прерывистым, а мощность возрастает до 200 м. Таким образом, геокриологическое воздействие на подземные воды имеет решающее значение только для Войкарского массива и в меньшей мере для Енганэпэйско-Оченьрдского.

В соответствии с приведенным районированием и геолого-гидрогеологическим принципом стратификации на территории листа Q-41-XI выделяется 3 разноводоносных комплекса, 4 зоны трещиноватости и 6 надзон.

*Водоносный таликовый верхнечетвертично-голоценовый аллювиальный горизонт* залегает выше первых от поверхности и включает в себя пойменную и три надпойменные террасы водотоков. Особенно широко он представлен в долинах таких крупных рек, как Уса, Елец, Лек-Елец и Харота. Водовмещающими отложениями служат песчано-гравийно-галечные смеси, алевриты,

суглинки. Их мощность зависит от величины водотока, изменяясь от первых до 15-30 м. Воды поровые, безнапорные, в период зимнего промерзания могут приобретать незначительный напор. Их уровенная поверхность находится на глубине 0.2-3 м. Характерна тесная гидравлическая связь с поверхностными водами. По данным пробных откачек из шурфов [92], водообильность горизонта характеризуется величиной 0.02-2 л/с при понижениях уровня 0.3-0.6 м. Дебит естественных, как правило, сезонных водопроявлений составляет 0.01-3 л/с. Коэффициент фильтрации варьирует от тысячных долей до 10-14 м/сут. Преобладающие значения – 1.7-6 м/сут присущи мелко-среднезернистым гравелитистым пескам. Состав вод гидрокарбонатный преимущественно магниево-кальциевый, реже кальциевый. В случае подпитывания водами нижележащих подразделений он обогащается ионами натрия, иногда хлора. Степень минерализации низкая – 0.03-0.5 г/л при общей жесткости 0.2-6 мг-экв/л. Изредка отмечается природное загрязнение никелем, титаном, ванадием, цирконием и барием с превышением фоновых содержаний в 2-10 раз [92]. Питание горизонта происходит большей частью за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также паводковых вод. На отдельных участках его запасы пополняются путем перетекания из залегающих гипсометрически выше водоносных комплексов и зон. Вмещаемые им воды пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения мелких населенных пунктов. Их каптаж можно осуществлять колодцами глубиной от 4-5 до 10 м. Именно на базе этих вод организован водозабор ст. Елецкой. Поскольку аллювиальный горизонт слабо защищен от антропогенного воздействия, его эксплуатация должна сопровождаться строгим соблюдением требований санитарной охраны и систематическим контролем качества воды.

#### **Косью-Абезьский адартезианский бассейн.**

*Водоносный верхнемеловой терригенный комплекс* ( $K_2t$ ) развит на территории листа ограничено, к югу от устья р. Ельца. Он перекрыт маломощным (15-20 м) кайнозойским чехлом и по своей сути является подмерзлотным. В его строении принимают участие песчаники и алевролиты с прослоями глин и опок. Общая мощность колеблется от 50 до 150 м. Воды напорные, по типу циркуляции – порово-пластовые и трещинно-поровые. Ближайшие скважины, расположенные в 9.5 и 22.4 км от западной рамки площади (ЕК-31 и СДК-59 соответственно), вскрыли их в интервале глубин 67.4-104 м [111]. Пьезометрический уровень зафиксирован на 6.6 м ниже и 13 м выше дневной поверхности (скважина фонтанировала). Имеется гидравлическая связь как с перекрывающими, так и подстилающими отложениями [122]. Водоносность комплекса оценивается дебитами 0.9-40 л/с при понижениях уровня 5-11.8 м. Удельная производительность скважин достигает 3.4 л/с. Самой высокой водообильностью обладают песчаники и опоки. Воды пресные, с минерализацией 0.5 г/л и общей жесткостью 1.5 мг-экв/л. По химическому составу гидрокарбонатные натриевые. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод посредством таликов или путем перетока из вышележащих горизонтов. От поверхностного

загрязнения он защищен условно; мощность слабопроницаемых пород в кровле местами не превышает 3-5 м [122]. Используется скважинами для водоснабжения в Воркутинском районе.

*Водоносный нижнепермский (талатинско-нижнелекворкутский) угленосно-терригенный комплекс (P<sub>1ut</sub>)* распространен на крайнем северо-западе, в бассейне р. Усы, где залегает под кайнозойскими отложениями, мощность которых варьирует от первых до 40 м. По отношению к криолитозоне он подмерзлотный. Разрез его представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность комплекса превышает 1130 м. Скопления напорных либо слабонапорных вод носят порово-трещинно-пластовый и трещинный характер. Величина напора зависит от глубины встречи водоносного горизонта, составляющей, по имеющимся данным [111], от нескольких до 100 м. Пьезометрическая уровенная поверхность находится в диапазоне глубин 9.9-(+3.5) м. Водообильность пород во многом определяется степенью их трещиноватости и заметно падает в случае ее уменьшения. Установленные расходы скважин изменяются от 1.5 до 10 л/с при удельной производительности одной из них 0.75 л/с. Вскрытые воды пресные (минерализация 0.3-0.5 г/л), гидрокарбонатные натриевые и магниевые-натриевые, мягкие (общая жесткость 1.2-3.2 мг-экв/л). Их питание в основном инфильтрационное и за счет перетекания из перекрывающих отложений. Разгрузка происходит в гидрографическую сеть и отрицательные формы рельефа. Защищенность комплекса условная ввиду невыдержанной и небольшой мощности слабопроницаемых образований в кровле. Он перспективен для водообеспечения мелких и средних объектов.

*Слабоводоносный нижнепермский (сизымско-бельковский) терригенный комплекс (P<sub>1t</sub>)* подстилает вышеописанный и залегает первым от поверхности в его обрамлении. Также является подмерзлотным и перекрыт кайнозойским чехлом мощностью от 5 до 37 м. В роли водовмещающих выступают переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, реже песчаники с мергелями и глинистыми известняками в основании разреза (мощность более 1400 м). Воды преимущественно трещинные и пластово-трещинные, в песчаниках – порово-трещинно-пластовые, напорные. Встреченные скважинами водоносные горизонты располагаются на глубинах от 34 до 170-250 м. Установившиеся уровни фиксируются в интервале 4.7-(+0.7) м. Водоносность комплекса измеряется дебитами 0.07-1.5 л/с. В результате откачки одной из скважин (9, по каталогу) получена удельная производительность 1.8 л/с. Воды - гидрокарбонатные натриевые, реже смешанного катионного состава, с минерализацией 0.3-0.6 г/л и общей жесткостью, не превышающей 3.1 мг-экв/л [111]. Их питание и защищенность по-прежнему не отличаются от вышеописанных. Они вполне пригодны для хозяйственно-питьевых нужд, однако не столь значительная водоносность данного подразделения ограничивает перспективы его использования.

### **Енганэпэйско-Оченьрдский массив**

*Водоносная таликовая (криогенно-таликовая) зона среднедевонско-среднекаменноугольных (доломитово-известняково-цементнозаводских) карбонатных отложений (D<sub>2</sub>-C<sub>2c</sub>)* выходит на

картируемую поверхность в пределах западного крыла и периклинального замыкания Енганэпэйской брахиантиклинали. Небольшая мощность кайнозойского покрова – порядка 5-15 м и закарстованность пород, достигающая 15.1-24.4% [94] способствуют интенсивной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, оказывающих тепляющее воздействие. Благодаря этому она, главным образом, талая. Сложена известняками (в том числе глинистыми и доломитизированными) и доломитами, мощность которых превышает 1135-1285 м. Скопления подземных вод карсто-трещинные и пластово-трещинно-карстовые, напорные, в верхней части разреза – грунтовые (безнапорные). Водообильность зоны, несомненно, высокая, но неравномерная. В связи с отсутствием данных бурения она (равно, как и для всех последующих подразделений) охарактеризована только естественными проявлениями. Дебит зарегистрированных в процессе гидрогеологической съемки [92] источников составил 7-30 л/с. Минерализация вод 0.2 г/л, состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Питание их инфильтрационное, а защищенность от поверхностного загрязнения слабая – там, где нет мерзлоты мощность водоупорных отложений недостаточна. Несмотря на перспективность воды рассматриваемой зоны не используются за неимением потребителей.

*Водоносная криогенно-таликовая (таликовая) зона среднеордовикско-среднедевонских (хантейско-шервожских) терригенно-карбонатных отложений (O<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>tc)* картируется первой от поверхности на обоих крыльях и периклинальном замыкании вышеупомянутой брахиантиклинали под чехлом кайнозойских образований не более 20 м. На сильно закарстованных (до 8.2%) участках в междуречье Ельца и Лек-Ельца она является талой. В ее строении участвуют известняки и доломиты, реже мергели с прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников. Их мощность оценивается в 1500-2000 м. Воды трещинные и трещинно-карстовые, обладающие напорно-безнапорным режимом. О значительной водообильности зоны свидетельствуют расходы как одиночных, так и групповых источников: 5-38 л/с, редко менее. Химический тип вод гидрокарбонатный, катионный состав варьирует от кальциевого до магниевый-натриево-кальциевого при минерализации 0.1-0.4 г/л и общей жесткости от 1-2 до 3.6-6.4 мг-экв/л. Как и среднедевонско-среднекаменноугольные, эти воды имеют инфильтрационное питание и слабо защищены от поверхностного загрязнения. Они также пригодны для хозяйственно-питьевых нужд и наиболее перспективны в плане водообеспечения сравнительно крупных объектов.

*Водоносная (слабоводоносная) криогенно-таликовая (субкриогенная) зона верхнекембрийско-нижнеордовикских (манитанырдских) терригенных отложений (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>t)* окаймляет ядра Енганэпэйской и Манитанырдской антиклиналей. Мощность перекрывающих ее кайнозойских отложений изменяется от нескольких до 3-5 м. В области сплошного распространения ММП (южная периферия хр. Манитанырда) она рассматривается как субкриогенная (промороженная в верхней части). Разрез представлен песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Мощность подвержена резким колебаниям: от 150 до 1500 м. Тип циркуляции подземных вод трещин-

ный. Зона интенсивной трещиноватости не превышает 30-50 м [92]. Дебиты известных водопроявлений варьируют от 0.2 до 5 л/с. Воды пресные, с минерализацией 0.1-0.3 г/л и общей жесткостью 0.1-2.4 мг-экв/л. По составу они гидрокарбонатные кальциевые, реже натриево-кальциевые. Питание зоны осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, но нередко затруднено в связи с наличием ММП. Естественная защищенность от поверхностного загрязнения отсутствует. При необходимости ее воды могут быть использованы для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

*Водоупорная локально-водоносная криогенно-таликовая (субкриогенная) зона верхнерифейско-нижнекембрийских терригенно-вулканогенных образований (R<sub>3</sub>-Є<sub>1</sub>tv)* развита в ядрах названных выше антиклиналей и зачастую имеет близповерхностное залегание. В пределах хр. Енганэпэ она частично перекрыта отложениями пачвожской морены мощностью 3-25 м. Попадая в область сплошной криолитозоны (хр. Манитанырд) приобретает отчетливый субкриогенный характер. Сложена вулканогенными породами, непрерывно дифференцированными от базальтов до риолитов, их туфами и кластолавами, в нижней и верхней частях – метаморфизованными алевропесчаниками и алевролитами, туфопесчаниками, глинистыми сланцами с линзами и прослоями известняков. В целом они превышают 5700-6000 м. Воды трещинные (иногда переходящие в трещинно-карстовые) и жильные (приуроченные к зонам тектонических нарушений). Грунтовые вблизи дневной поверхности, с глубиной они приобретают напор. Локальная водоносность зоны обусловлена присутствием, с одной стороны, криогенных, а с другой – литологических водоупоров. Производительность источников варьирует от 0.002 до 10.5 л/с, как правило, выходя за рамки 0.5 л/с. Минерализация вод низкая: 0.05-0.2, изредка до 0.4 г/л при общей жесткости 0.05-2.7 мг-экв/л. Чаще всего они гидрокарбонатные, а также сульфатно-гидрокарбонатные, с пестрым катионным составом: от кальциевого и натриевого до натриево-магниево-кальциевого. Их инфильтрационное питание за счет атмосферных осадков затрудняется влиянием ММП. В местах же отсутствия надежного криогенного водоупора водоносная зона почти не защищена от поверхностного загрязнения. Практическое значение вмещаемых ею вод невелико, но их применение в хозяйственно-питьевых целях возможно.

#### **Лемвинский наложенный адмассив**

*Слабоводоносная криогенно-таликовая надзона верхнекаменноугольно-нижнепермских (кечельских) отложений (С<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>t)* пользуется широким распространением в предгорьях Урала в виде раздваивающейся полосы северо-восточного простирания. Она по-существу выходит на дневную поверхность либо перекрыта чехлом преимущественно ханмейского флювиогляциала и роговского гляциомариния максимальной мощностью 15-20 м. Водовмещающими породами служат глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, находящиеся в ритмичном переслаивании. Общая мощность превышает 1000 м. Воды трещинные, напорно-безнапорные. Дебиты естественных проявле-

ний свидетельствуют об относительно слабой и неравномерной водоносности данной надзоны – 0.07-1, до 5.5 л/с. Химический тип вод гидрокарбонатный, редко сульфатно-гидрокарбонатный. Катионный состав обычно сложный: натриево-магниевый-кальциевый, реже магниевый-кальциевый, иногда магниевый. Минерализация колеблется от 0.04-0.08 до 0.2-0.3 г/л при общей жесткости 0.4-3.7 мг-экв/л. Инфильтрационному питанию надзоны способствуют частые выходы на поверхность в качестве элювиальных развалов. С другой стороны, это обстоятельство приводит к ее полной незащищенности от поверхностного загрязнения на таликовых участках. В случае необходимости она может быть использована для водоснабжения мелких объектов.

*Водоупорная локально-водоносная криогенно-таликовая (таликовая) надзона среднеордовикско-верхнекаменноугольных (качамыльско-воргашорских) карбонатно-терригенных отложений (O<sub>2</sub>-C<sub>3</sub>st) залегает первой от поверхности в центральной и северо-восточной частях территории, охватывая пространство от междуречья Прав. Кечпеля и Хароты до р. Нияю. Мощность развитых над ней покровных образований в основном 5-15 м, но порой (в палеодолинах) достигает 70 м. В пределах Нияюской депрессии, которая представляет собой "огромную дренаж" окружающих ее горных кражей и характеризуется высоким модулем стока отепляющих подземных вод [94], является преимущественно талой. В строении надзоны принимают участие сланцы, фтаниты и силициты, подчиненно известняки и алевролиты, а в основании – песчаники общей мощностью более 3035-3235 м. Связанные с ними воды трещинные и карстово-трещинные, напорные. Зона интенсивной трещиноватости около 40 м [122].*

Преобладание в разрезе сланцев и кремнистых пород предопределяет локальную, хотя и достаточно значимую водоносность: дебиты имеющихся источников варьируют от 1.1 до 10 л/с. По данным кустовых откачек на Хойлинском баритовом месторождении (которое находится к югу от площади листа), величина водопроницаемости составляет 23 м<sup>2</sup>/сут [122]. Воды гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые либо кальциево-натриевые. Появление сульфат-иона, очевидно, вызвано присутствием в дренируемых отложениях барита. Минерализация вод изменяется от 0.04 до 0.5 г/л при общей жесткости 2.3-6.4 мг-экв/л. Их питание происходит путем инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Естественная защищенность в местах отсутствия в кровле ММП слабая. Воды надзоны пригодны для хозяйственно-питьевых нужд, но не используются.

*Водоупорная криогенная локально-водоносная криогенно-таликовая надзона среднеордовикско-верхнедевонских (грубешорских) терригенно-вулканогенных образований (O<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>tv) протягивается узкой полосой вдоль Хараматолоуского разлома на юге, юго-востоке площади. В западной части она, в основном перекрыта ханмейско-полярноуральскими моренными и флювиогляциальными образованиями. Здесь же, в условиях прерывистой мерзлоты, ей свойствен криогенно-таликовый характер. Слагающие надзону породы – базальты и их туфы с прослоями сланцев,*

кремней, фтанитов, редко известняков и песчаников. Их мощность колеблется от 400 до 1000 м. Воды по типу циркуляции трещинные и жильные. Немногочисленные естественные водопроявления обладают дебитами от 0.1 до 12.5 л/с, что говорит о весьма изменчивой водообильности надзоны. Состав вод гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый либо сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Минерализация очень низкая: 0.03-0.04 г/л. Защищенность от поверхностного загрязнения на участках инфильтрационного питания слабая или отсутствует. Перспективы использования вод этой надзоны ограничены локальной водоносностью.

*Водоносная (слабоводоносная) криогенно-таликовая (субкриогенная) надзона верхнекембрийско-верхнекаменноугольных (погурейско-яйюских) терригенных отложений (Є<sub>3</sub>-С<sub>3t</sub>)* охватывает Верхнехаротский и Предгонный покровы. Местами она залегает под маломощным (до 10-20 м) чехлом пачвожской либо ханмейской морены, иногда ханмейского флювиогляциала. Степень ее промороженности различна: от массивно-островной и прерывистой до сплошной. В последнем случае (у восточной рамки листа) надзона переходит в ранг субкриогенной. Водовмещающий разрез представлен песчаниками, алевролитами, филлитовидными и кремнистыми сланцами, редко аргиллитами, силицитами и фтанитами, в основании – конгломератами. Мощность разреза свыше 4400-4600 м. Воды трещинные, напорно-безнапорные. Водообильность надзоны изменчива, но в целом довольно высокая: расходы известных, часто групповых источников варьируют в диапазоне 0.2-8.5 л/с. Воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, реже кальциевые и магниевые-кальциевые, с минерализацией 0.06-0.2 г/л и общей жесткостью 0.2-3.3 мг-экв/л. Их питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод в условиях практически отсутствующей защиты от поверхностного загрязнения. Могут служить основой для хозяйственно-питьевого водоснабжения мелких и средних потребителей.

### **Войкарский массив**

*Водоупорная криогенная локально-слабоводоносная (водоносная) криогенно-таликовая надзона средне-верхнерифейских (хараматалоуско-ивтысьшорских) вулканогенно-метаморфических образований (R<sub>2-3</sub>vm)* выходит на картируемую поверхность в пределах бассейна р. Бол. Хараматалоу и в верховьях рек Пр., Сред. и Лев. Кечпель. Она полностью проморожена, за исключением узкой полосы на юго-западе площади, где приурочена к сравнительно низким абсолютным отметкам (400-500 м) и является криогенно-таликовой. Воды вмещаются чередующимися графитоидно-кварцитовыми, слюдистыми и хлорит-альбитовыми сланцами, кварцитами и эпидот-альбитовыми амфиболитами. В верхней части разреза присутствуют metabазальты, метаплагиориолиты и их туфы, линзы и прослои мраморизованных известняков. Общая мощность более 3200-3500 м. Тип циркуляции вод трещинный и трещинно-жильный, режим грунтовой, с глубиной напорный. Интенсивная трещиноватость развита до 30 м [122]. Локальный и неравномерный характер водоносности связан с существованием криогенного и литологических водоупоров, а также разной степе-



нью трещиноватости. Большинство естественных проявлений функционирует сезонно [92]. Их дебиты обычно колеблются в диапазоне 0.06-0.1, достигая 3.2 л/с. Химический тип вод весьма переменчив: от гидрокарбонатного до сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного. Катионный состав кальциево-магниевый, магниевый-натриевый, реже кальциево-натриевый. Степень минерализации очень низкая: 0.02-0.1 г/л при общей жесткости 0.2-1.1 мг-экв/л. На участках инфильтрационного питания надзоны по-существу нет естественной защиты от проникновения загрязняющих веществ. Перспективы ее использования ограничены локальной и в общем слабой водообильностью.

*Водоупорная криогенная (локально-водоносная криогенно-таликовая) надзона раннеордовикско-среднедевонских (райизско-войкарских, кэршорских и собских) интрузивных образований (O<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>i)* занимает южную (горную) часть территории, характеризующуюся сплошным распространением ММП. Связанные с ней подземные воды зачастую приурочены к несквозным сезонным таликам и по своей сути являются надмерзлотными. По данным Н. Г. Обермана, глубина сезонного протаивания составляет до 5-9 м [114]. В состав надзоны входят гарцбургиты, дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро, габброамфиболиты, кварцевые диориты и плагиоклазиты. Циркулирующие в них воды трещинные либо трещинно-жильные, в последнем случае – напорные. Мощность зоны интенсивной трещиноватости оценивается в 20-40 м [92]; [122]. Производительность имеющихся источников изменяется от 0.1 до 4 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные, порой хлоридно-гидрокарбонатные. Среди катионов ведущую роль играет Mg, подчиненную – Ca. Иногда к ним добавляется Na. Минерализация вод в зоне свободного водообмена 0,02-0,1 г/л, общая жесткость – 0,2-1,7 мг-экв/л. Питание инфильтрационное при отсутствии естественной защищенности от поверхностного загрязнения. Практического интереса не представляют.

В заключение хотелось бы отметить важное гидрогеологическое значение глубинных разломов в пределах Уральской складчатой области. По ним осуществляется поглощение и интенсивная разгрузка подземных вод, в том числе повышенной минерализации и хлоридно-натриевого состава [94]. В рамках листа последняя установлена в долине р. Ния-ю, где фиксируется приращением расходов реки и формированием в зимний период крупной наледи. Поглощение вод выражается в образовании депрессионных воронок глубиной до 100-200 м [117].

## 10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЙОНА

Изученная территория относится к сейсмически опасной зоне. Принадлежность территории к субарктической ландшафтной зоне, тундровой подзоне со сплошным и прерывистым развитием многолетнемерзлых пород (ММП) накладывает соответственный отпечаток на характер и развитие экзогенных процессов (ЭГП). Свойственный для ММП высокотемпературный режим делает

их особенно чувствительными даже к незначительным изменениям поверхностных условий и техногенным нагрузкам.

Основная часть территории относится к площади с ненарушенным ландшафтом. Техногенными объектами, с деятельностью которых на площади связано нарушение геологической среды, являются п. Елецкий и железнодорожная ветка Сейда - Лабытнанги.

С учетом геоморфологической характеристики генезиса и литологии рельефообразующих пород, распространению и интенсивности ЭГП, на листе выделяются 10 природных ландшафтов.

1. Плосковершинные и наклонные участки низких и средних гор расположены на юге, юго-востоке на площади Вайкаро-Сынинского массива и Хараматолоуской депрессии, а в северо-восточной части территории, в пределах горных кряжей Енганепэ и Манитанырд. Они обладают наиболее высокими абсолютными отметками 1472 м (г. Пайер) и отвечают полям развития элювиально-десорбционным образованиям по интрузивным, метаморфизованным терригенно-вулканогенным, терригенно-вулканогенным и терригенным породам рифея – девона. Растительный комплекс практически отсутствует или представлен накипными корковыми лишайниками. Почвы гольцовые. Ландшафт характеризуется сплошным распространением ММП. Основными ЭГП являются гравитационные, криогенные и выветривание. Степень пораженности ЭГП изменяется от слабой до средней, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость высокая.

2. Крутые склоны средних и низких гор с эрозионно-экзарационным рельефом. Ландшафт окаймляет вышеописанный и сложен коллювиально-десорбционными отложениями в меньшей степени делювиально-десорбционными образованиями, развитыми по интрузивным, метаморфизованным терригенно-вулканогенным, терригенно-вулканогенным и терригенным породам рифея – девона. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Растительность отсутствует или представлена скудным и разряженным лишайниковым покровом. Сплошное развитие ММП и гипсометрическое расположение ландшафта, способствует сохранению на северных и северо-восточных экспозициях склонов значительного числа небольших по размерам и вытянутых в виде узких полос снежников. В целом площадь распространения снежников незначительна. Основными ЭГП являются криогенные, курумообразование, обвалы и осыпи. Степень пораженности ЭГП высокая, следовательно, геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость – высокая.

3. Склоны пологие и средней крутизны опоясывают выше описанные ландшафты и соответствуют пространствам сложенным делювиально-десорбционным отложениями, развитыми по метаморфизованным терригенно-вулканогенным и терригенным породам рифея – девона. Почвы горно-тундровые со скудным растительным покровом, представленным мхами и лишайниками. Ландшафт характеризуется сплошным развитием ММП. Основными ЭГП являются криогенные,

курумообразование. Степень пораженности изменяется от средней до сильной. Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и высокой геохимической устойчивостью.

4. Холмисто-западинные и параллельно-грядовые участки ледниковой аккумуляции, выделяются на юге территории в пределах Войкаро-Сыньинского массива и Хараматолоуской депрессии, а на северо-востоке и востоке в районе кряжей Енганэпэ и Манитанырд. Поверхность сложена ледниковыми и делювиально-солифлюкционными отложениями. Для ландшафта характерно сплошное, прерывистое и массивно-островное развитие ММП. Почвы горно-тундровые с мохово-лишайниковым растительным покровом и тундровые глеевые на которых развита ерниковая тундра. ЭГП развиты в пределах сезонно-талого слоя и представлены пучением каменного материала и солифлюкцией. Степень пораженности ЭГП изменяется от слабой до средней. В целом геодинамическая и геохимическая устойчивость средняя.

5. Холмисто-увалистая возвышенная равнина и склоны водораздельные денудационные. Охватывает водораздельные пространства и в виде широкой полосы протягивается с юго-запада на северо-восток, отвечая полям развития элювиально-делювиальных отложений по терригенным и карбонатно-терригенным породам девона-перми. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы горно-тундровые, тундровые глеевые. Растительность представлена мохово-лишайниковым покровом и ерниковой тундрой. Ведущими экзогенными процессами являются криогенные, курумообразование. Пораженность ЭГП изменяется от слабой до средней. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

6. Участки пологоволнистой, плоской возвышенной равнины аккумулятивно-денудационные, образованные озерно-аллювильными отложениями дозмерской свиты, выделяются небольшими отдельными фрагментами в юго-западной части территории на водоразделах рр. Харота - Прав. Кечпель - Лев. Кечпель. Поверхность характеризуется массивно-островным развитием ММП и сложена песками, супесями, суглинками с прослоями гравийно-галечной смеси. Почвы тундровые глеевые. Растительный комплекс представлен ерниковой тундрой. Пораженность ЭГП слабая. Ландшафт характеризуется средней геодинамической и геохимической устойчивостью.

7. Участки зандровой, слабоволнистой равнины с пологими водораздельными склонами аккумулятивно-денудационные на юге обрамляют поверхность холмисто-увалистой возвышенной равнины, на северо-востоке, грядообразными участками выделяются в южной оконечности Нияюской депрессии. Отвечают поверхностям ханмейского и полярноуральского флювиогляциала, представленных гравийно-валунно-галечными смесями, дресвянками, песками суглинками и супесями. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. На тундровых глеевых почвах развита ерниковая тундра. К осложняющим геоэкологическую обстановку процессам относит-

ся заболачивание, криогенное пучение, термокарст. Степень проявления ЭГП средняя. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

8. Холмисто-волнистая сглаженная низкая равнина аккумулятивно-денудационная, широко развита на северо-западе и северо-востоке площади. Ландшафт представлен водораздельными пространствами и пологими водораздельными склонами сложенными роговским гляциомаринием. Почвы тундровые глеевые. Растительный комплекс представлен ерниковой тундрой. Ландшафт характеризуется довольно густым эрозионным расчленением и интенсивности развития ЭГП. Ведущими экзогенными процессами являются заболачивание, карстообразование, а при наличии массивно-островного распространения ММП к ним добавляются термокарст и криогенное пучение, на склоновых участках развиты оползневые процесс солифлюкционного характера. Степень пораженности ЭГП меняется от слабой до средней, иногда сильной в зонах заболачивания и карстообразования. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта средняя.

9. Долинно-террасовый комплекс эрозионно-аккумулятивного рельефа наиболее развит в долинах крупных рек. На плоских поверхностях террас широко развиты небольшие озерные ванны, плоская поверхность в пределах поймы осложнена прирусловыми валами и гривами. Почвы глееподзолистые. Растительность представлена зарослями ивняка и ольхи, в долине р. Хараматалоу развит смешанный лес (береза, лиственница, ольха). Ландшафт входит в зону массивно-островного распространения ММП. Ведущая роль из экзогенных процессов принадлежит эрозионной и аккумулятивной деятельности водных потоков, вследствие чего геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта определяется как низкая.

10. Ландшафт болотных массивов. Плоско-бугристые торфяники приурочены к долинам рек и плоским водораздельным пространствам низкой равнина сложенной роговским гляциомаринием. Торфо-грунты как правило супесчано-суглинистые. Мощность торфа колеблется от 1,0 до 4,0 м. Приуроченность ландшафта к массивно-островной зоне ММП способствует развитию криогенных процессов. Причиной тому – высокая льдистость мерзлых грунтов, что является благоприятным фактором для развития бугров пучения и термокарста в условиях многолетних и сезонных колебаний климата, в торфах она может достигать 80% от его объема. Растительный комплекс представлен карликовой березкой, ивой, багульником и мохово-лишайниковым наземным покровом. Пораженность ЭГП высокая, Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта низкая.

11. Участок техногенно-нарушенного и техногенно-измененного рельефа селитебной зоны и транспортных коммуникаций сформировался и связан с деятельностью селитебного (п. Елецкий) и транспортного комплекса. Территория п. Елецкий представляет собой техногенный ландшафт с застройкой жилых зданий, сетью улиц и дорог, с централизованным тепло-энергоснабжением. Структура почвенно-растительного покрова нарушена. Транспортный комплекс представлен же-

лезнодорожной веткой Сейда - Лабитнанги, грунтовыми дорогами, АЗС, гаражами, ремонтными и техническими службами ж.д. станции Елецкая. Дороги, пересекающие различные формы рельефа (водоразделы, склоны, долины водотоков), сопровождаются нарушением естественного поверхностного и грунтового стока, активизируя процесс заболачивания прилегающих площадей. На участках дорог прилегающих по склонам и бортам долин водотоков, получают развитие эрозионные процессы, в результате чего образуются промоины, рытвины, овраги. Ширина зоны нарушения поверхности ландшафтов под влиянием гусеничного транспорта составляет 60 м.

Исходя из данной характеристики ландшафтных обстановок, на изученной территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. Так на территории горных ландшафтов наиболее активно проявляются криогенные процессы: курумообразование, морозобойное растрескивание грунтов, солифлюкция. На участках с более высокими абсолютными отметками к криогенным процессам присоединяются гравитационные вызывающие обвалы и осыпи крупных масс обломочных пород. В пределах возвышенной и низинной равнины ведущими и широко развитыми являются заболачивание, карстообразование, криогенез во всех его проявлениях и эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие в пределах низкой равнины, чему благоприятствуют целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выравненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных в кайнозойском разрезе водоупорных суглинков, высокий уровень грунтовых вод в пределах речных долин. Им затронуты не только долины рек, но и уплощенные водораздельные пространства.

В зонах распространения ММП приуроченные, главным образом к торфяникам, заболачиванию сопутствуют криогенные процессы: пучение и термокарст. Морозное пучение грунтов вызвано как многолетними, так и сезонными колебаниями температур в деятельном слое, мощность которого колеблется в пределах 0,3-0,6 м. Активнее всего оно протекает в водонасыщенных торфах и тонкодисперсных отложениях крупных болотных массивов. Отражением данного процесса являются бугры пучения. Чаще всего они представлены плоскими торфяными буграми с размером в поперечнике от 10 до 50 м у подножия, которых почти повсеместно наблюдаются ересеи. Высота бугров изменяется от 1-2 м до 4-5 м, их плоская поверхность, лишенная растительности разбита сеткой многочисленных морозобойных трещин, ширина которых не превышает 0,2 м, а глубина 0,6-0,8 м. Облекаемое торфами мерзлое ядро зачастую супесчано-суглинистое. Несколько реже отмечаются конусообразные бугры пучения с ледяным ядром.

Связанный с протаиванием высокольдистых грунтов термокарст более ограничен в своем распространении. В результате его действия образуются впадины диаметром от 2-3 до 5 м и глубиной, не превышающей обычно 0,5 - 2 м. Часто эти впадины заполнены водой (термокарстовые озера), в других случаях их днища заболочены. В береговых уступах термокарстовых озер, сло-

женных торфо-грунтами мощностью до 3 м, активно развиваются процессы термообработки, приводящие к отседанию крупных торфяных блоков.

Пространственная приуроченность карстовых явлений к ландшафту 8, связана с близповерхностным залеганием карбонатных пород силура-девона, где образования роговского гляциамариния имеют максимально малую мощность. Карстовые формы представлены главным образом конусообразными и блюдцеобразными воронками. Глубина их не превышает 4 – 5 м. Стенки обычно крутые и выполнены супесчано-суглинистыми отложениями роговской серии. Нередко на дне воронок встречаются элювиально-делювиальные развалки известняка, реже поноры.

Солифлюкционный процесс широко развит на поверхностях разнообразных склонов, наиболее широкое развитие он получил на склоновых участках кряжей Енганэпэ и Манитаньрд. Солифлюкции подвергаются грунты различного физико-механического состава, наиболее распространенные формы солифлюкционные террасы, гряды, полосы.

На современном этапе развития речной сети в районе преобладает боковая эрозия, выражающаяся в разрушении берегов на крутых излучинах рек. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом, размывающей силой потока, а в зоне развития ММП – еще и криогенным строением пород и экспозицией береговых склонов. Наиболее активно этот процесс развит в руслах рек Усы, Ельца, Харуты, Лек-Ельца, Прав. Кечпеля. Усиление боковой эрозии связано с процессом речной аккумуляции – образованием галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а так же прирусловых валов на поймах рек. Особенно активно речная аккумуляция протекает в русле р. Уса.

В формировании химического состава речных вод в пределах горных ландшафтов (1-4) участвуют в основном метеорные и подземные воды. Они взаимодействуют с горными породами ограниченное время из-за больших скоростей движения речных потоков. Породы промыты от легкорастворимых солей, поэтому поверхностные воды, в большинстве имеют низкую минерализацию. Поверхностные и подземные воды характеризуются хорошими питьевыми качествами, микрокомпоненты присутствуют в количествах не превышающих ПДК.

В пределах денудационного, аккумулятивно-денудационного и аккумулятивного классов ландшафтов (5-9) поверхностные воды в естественных условиях гидрокарбонатно-магниево-кальциевого состава, рН поверхностных вод изменяется от 6,8 (р. Елец) до 7,7 (р. Харота), поверхностные воды р. Елец у ст. Елецкая умеренноопасны по содержанию нефтепродуктов (4 ПДК).

Три четверти территории листа относится к геологически открытым районам, поэтому их экогеохимия обусловлена рудоносностью этой территорий. Природное геохимическое загрязнение выражено повышенным содержанием элементов всех классов токсичности. Но преобладающими являются элементы первого класса Pb, Zn, второго класса Ni, Cu, третьего класса Mn, Ba.

Донные отложения водотоков (р. Елец, Харота) в ненарушенных ландшафтах наследуют элементы загрязнители водосборных площадей (Войкаро-Сыньинский массив): Zn (1,8-1,3 ПДК), Ni (5-12 ПДК), Cr (7-10 ПДК), Ba (1,2 ПДК), V (1,3-2 ПДК), Mn (1,0 ПДК). Повышенное содержание этих элементов характеризующиеся умеренно-опасными и опасными уровнями загрязнений и связано с материалом размыва Вайкаро-Сыньинского массива и баритоносных отложений яйюской свиты и оценивается как допустимое.

Техногенное загрязнение почв, отмечено в зоне прилегающей к железной дороге максимальное содержание которых составляет (в единицах ПДК): Cr (3 ПДК), Mn (1,0 ПДК), в пределах дорожных участков под влиянием гусеничного транспорта: Cr (4 ПДК), As (2 ПДК).

На основании выше изложенного главным образом, из-за распространенности процессов заболачивания, карстообразования и криогенеза эколого-геологическая обстановка рассматриваемого листа оценивается как удовлетворительная. Область с напряженным состоянием ГС приурочена, к зоне железнодорожной ветке Сейда - Лабитнанги и п. Елецкий. Во избежание ухудшения экологической ситуации и дабы предотвратить необратимое развитие многих ЭП, необходимо проведение комплекса мероприятий по снижению воздействия техногенных процессов на геологическую среду. Осуществление мониторинга поможет прогнозировать и контролировать техногенное влияние на природные ландшафты.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ по ГДП-200 листа Q-41-XI составлен полный комплект необходимых карт, объяснительная записка и поясняющие рисунки к ней. Все материалы представлены в электронном виде.

Согласно легенды Полярно-Уральской серии листов на геологической карте выделены конкретные картируемые литокомплексы: серии, свиты, толщи. Благодаря использованию материалов ГС-50 и ГДП-50, поисковых и поисково-оценочных работ, геофизических работ, материалов дистанционных съемок, тематических исследований, а также собственных полевых работ авторов значительно уточнено геологическое строение территории листов, составлен уточненный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, обобщены и уточнены прогнозные оценки по всем видам полезных ископаемых. По имеющимся геологическим и геофизическим материалам более полно расшифровано складчато-надвиговое строение Лемвинского аллохтона с выделением отдельных покровов и их пакетов. Уточнено положение границы лемвинских и елецких фаций в пространстве и во времени. Впервые дана оценка геоэкологической ситуации.

Благодаря широкому применению методов радиоизотопного датирования, в том числе по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II существенно уточнен возраст лядгейского вулканического, нияюского гранодиоритового, пайпудынского риолитового, кы-

квоншорского плагиигранитового комплексов и соответственно - возраст прорываемых ими стратифицированных образований.

Соотношение показанных на геологической карте достоверных и предполагаемых границ отвечает требованиям кондиционности.

Полезные ископаемые, по сравнению с картой первого поколения, пополнены новыми месторождениями и проявлениями хромитов, строительных материалов, непромышленными россыпями золота, проявлениями железа, меди, золота, фосфоритов. В результате проведения ГДП-200 открыто перспективное меднорудное проявление с золотом, платиной, палладием Озерное, прогнозные ресурсы которого соответствуют параметрам крупного месторождения. На основании рекомендаций, данных при проведении ГДП-200, на нем уже начаты оценочные работы.

Определенный поисковый интерес на основании наличия непромышленных россыпей представляют прогнозные ресурсы коренного золота на хр. Енганэпэ. Однако задачу выявления коренных источников золота в ходе проведения ГДП-200 решить не удалось. Имеются перспективы выявления россыпей прибрежно-морского генезиса вдоль западного склона хр. Манитанырд, но их оценка решаема только при проведении канатно-ударного бурения.

Весьма интересен выявленный при ГДП-200 пункт минерализации сульфидного никеля, приуроченный к зоне серпентинитового меланжа зоны ГУН. Оценке этой зоны, к сожалению, при проведении работ не было уделено достаточного внимания.

Прогнозные ресурсы песчано-гравийных смесей и щебня могут быть востребованы при строительстве магистрального газопровода Ямал-Центр.

К числу дискуссионных вопросов относятся отнесение метагабброидов и амфиболитов к хараматолоуской серии к северо-западу от ГУН в верховьях р. Харота. Возможен вариант их отнесения к хордьюскому комплексу.

К неполностью решенным следует отнести вопросы геодинамической и возрастной интерпретации райизско-войкарского гипербазитового комплекса.

К сожалению, остались недоизученными выходы лампрофиров, условно отнесенных к косвожскому комплексу в междуречье рч. Бадьяшор-Воргашор.



## Список использованной литературы

### а) опубликованная

1. Антошкина А.И. Нижнепалеозойские рифогенные комплексы Приполярного Урала. – В сб.: Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар, 1988, с. 22-31. (Тр. УрО АН СССР, вып. 67).
2. Антошкина А.И. Литолого-палеогеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала. – В сб.: Литология и геохимия осадочных формаций северо-востока Европейской части России. Сыктывкар, 1992, с. 20-31. (Тр. КНЦ УрО РАН, вып. 79).
3. Богатилов О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И. Магматическая эволюция островных дуг. Тихоокеанская геология, 1985, №1, с. 19-35.
4. Брянцининова Н.И. Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2004.
5. Вахрушева Н.А. Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1996.
6. Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 2, с. 103-123.
7. Войновский-Кригер К. Г., Гессе В.Н., Евсеев К.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-X. Объяснительная записка // Под ред. К. А. Львова. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 96 с.
8. Геохимия изотопов. Труды АН СССР ГИН, М., Наука, 1983.
9. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны // Я. Э. Юдович, М. А. Шишкин, Н. В. Лютиков и др. Сыктывкар, 1998.
10. Гессе В.Н., Дембовский Б.Я., Попов М.Я. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XI, XII // Под ред. Ю.Б. Евдокимова. М., 1978 (1986).
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-40, 41-Воркута // Под ред. О.А. Кондияйна. Спб., 2001. 342 с. + 6 вкл. (ВСЕГЕИ).
12. Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфия верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Каро-Елецкой зоны Полярного Урала. – В сб.: Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М., 1985, с. 87-100.
13. Дембовский Б. Я. и др. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 192 с.
14. Душин В.А. и др. Геодинамика и минерагения цветного камня севера Урала. Екатеринбург, 1998. (УГГГА).
15. Елисеев В.А. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 94 с.
16. Еномян В.С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-V. Объяснительная записка // Под ред. К. П. Евсеева. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 64 с.
17. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1, 326 с.
18. Котельников В.Г., Романова Н.В. Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала. – В сб.: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 2004, с. 40-42. (Мат-лы XIV Геол. съезда Респ. Коми, т. IV).
19. Колесник Л.С. Стратиграфия каменноугольных отложений Воркутинского промышленного района (в печати).
20. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых // А. П. Сигов, В. С. Шуб, П. А. Гузовский и др. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1968.
21. Кузнецов С.К., Спириин А.В. Аллювиальное золото района Енганэпэ. Сыктывкарский минералогический сборник, 2003, №33, с.70-81. (Тр. ИГ КНЦ УрО РАН, вып. 115).
22. Кужлев В.П., Пичугин И.В. и др. Атлас пермских углей Печорского бассейна. М.: Научный мир, 2000. 88 с.
23. Лазько Е. Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале). – В кн.: Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984.
24. Макеев А.Б., Брянцининова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. Спб.: Наука, 1999. 252 с., ил. 73.
25. Макеев А. Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, Коми ФАН СССР, 1985.
26. Малых О.Н. Новые типы платиноидного оруденения на территории Полярного Урала. – В сб.: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 2004, с. 58-61. (Мат-лы XIV Геол. съезда Респ. Коми, т. IV).
27. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале // С. К. Кузнецов, В. Г. Котельников, С. А. Онищенко, В. П. Филиппов. – Вестник ИГ УрО РАН, 2004, №5, с. 2-4.
28. Месторождения золота Урала // В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. Екатеринбург, 2001. (УГГГА).
29. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967.
30. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала // А. П. Сигов, В.С. Шуб, Н. П. Вербицкая и др. Свердловск, 1981, 229 с.

31. *Перевозчиков Б.В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М., 1995. 46с. (Геол., методы поисков, разведки и оценки м-ний тверд. полезн. ископаемых: Обзор / АОЗТ «Геоинформмарк», вып.7).
32. *Перевозчиков Б.В. и др.* Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь, 2000. 474 с. (КамНИИКИГС).
33. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 328).
34. *Першина А.И., Цыганко В.С. и др.* Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 130 с. (Тр. ИГ Коми ФАН АН СССР).
35. *Першина А.И.* Возраст лёк-елецкой свиты на р. Бол. Ельце. – В сб.: Ежегодник - 1971. Сыктывкар, 1972, с. 15-20. (Тр. ИГ КФАН).
36. *Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдавцев, А.П. Казак и др.* Новосибирск: Наука, 1977. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, вып. 368).
37. Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный минеральный состав // *А.А. Маракушев, А.Н. Феногенов, П.Ф. Емельяненко, А.Д. Ракчеев.* – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 1.
38. *Прохорова К.И., Бельков Л.А., Ли Л. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Q-41-XVII. Салехард, 1959.
39. *Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII (в печати).
40. *Пухонто С. К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 131 с.
41. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
42. *Ремизов Д. Н.* Эволюция островодужной системы Полярного Урала. – В сб.: Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000, с. 135-138. (Мат-лы II Всерос. петрограф. совещ., т. IV).
43. *Руженцев С.В., Аристов В.А.* Новые данные по геологии Полярного Урала. – В сб.: Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998, с. 22-41. (Тр. ГИН РАН, вып. 500).
44. *Савельев А.А.* Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Геотектоника, 1997, №1.
45. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Геотектоника, 1977, №6.
46. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. (Тр. ГИН АН СССР).
47. *Савельева Г.Н., Щербиков С.Н., Денисова Е.А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. Геотектоника, 1980, №3.
48. *Салдин В.А.* Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала. – Докл. РАН, 1993, т. 332, №4, с. 476-478.
49. *Силаев В.И.* Кобальтсодержащие квалузиты Полярного Урала: к проблеме минерально-геохимической дифференциации марганца в земной коре. Екатеринбург, 2002. (УрО РАН).
50. *Соловов А. П., Матвеев А. А. и др.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1978.
51. *Сравнительная характеристика собского и нижнесанарского гранитоидных комплексов (Уральский складчатый пояс) // Н. Б. Кузнецов, О. В. Удоратина, К. Е. Дегтярев, Т. И. Павленко.* – В сб.: Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000, с. 80-83. (Мат-лы II Всерос. петрограф. совещ., т. IV).
52. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
53. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977.
54. *Хаин Е.В., Федотова А.А., Сальникова Е.Б. и др.* Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое – В сб. Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей, Екатеринбург, 2004, с. 183-166 (Мат-лы X Чтений А.Н. Заварицкого).
55. *Чернов Г.А.* Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 117с.
56. *Щербиков С.Н.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990.
57. *Шишкин М.А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал). Геотектоника, 1989, №3, с. 86-95.
58. *Шишкин М.А.* Стратиграфия харотской свиты на юге Лемвинской зоны (Полярный Урал). – В сб.: Новые данные по геологии Урала, Зап. Сибири и Казахстана. Свердловск, 1990, с. 25-37. (Тр. УрО АН СССР).
59. *Шишкин М.А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2003.

60. *Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И., Сергеев С.А.* Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока, М-лы XIV геол. съезда, Сыктывкар, 2004, т. II, с.148-150.
61. *Шишкин М.А. Колесник Л.С. и др.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Каро-Нярминского паравтохтона (Полярный Урал) (в печати).
62. *Шмелев В.Р.* Строение и эволюция гипербазитовых массивов Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1990.
63. *Шуб В.С.* Древние поверхности выравнивания и некоторые закономерности формирования рельефа Урала. Вып. 2. М.: Недра, 1971, с. 20-29.
64. *Шуйский В.П. и др.* Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэйфельских рифов Урала. – В сб.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 89-115.
65. *Шуйский В.П.* Верхнесилурийский и нижнедевонский рифовые комплексы западного склона Урала. Вопросы экосистемного анализа. Свердловск, 1983, 83 с. (УНЦ АН СССР).
66. Эволюция магматизма активных континентальных окраин // О. А. Богатиков, В. И. Коваленко, А. А. Цветков, И. Д. Рябчиков. – В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986, с. 12-16.
67. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 285 с.
68. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984. С.155.
69. *Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of Cadomian arc? . Precambrian Research 110, Elsevier Sciens, 2001, p. 255-275
70. *Schishkin M.A., Lapshin N.V., Belyakova L.T.* Neoproterozoic Ophiolites of the Polar Urals and the Basement of the Pechora Basin. / Abstracts EUROPROBE Neoproterozoic-Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic Resposn on the Margins of Baltica, Ankara, Turkey, 2001, p

#### б) фондовая

71. *Артамонов М.А., Генкель А.А.* Отчет о работах комплексной аэрогеофизической партии № 30/73 на территории Полярного и Северного Урала в 1973 г. ВИМС, 1974.
72. *Баркаръ А.И. и др.* Поисковые и поисково-оценочные работы на песок и гравийную смесь в радиусе 25 км от ст. Елецкая. "Комигеолфонд", 1990.
73. *Беляков Л.Н., Енокян Н.В.* Отчет по теме: "Детальное стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала". "Комигеолфонд", 1967.
74. *Беляков Л.Н., Маркитантов И.Ф., Дембовский Б.Я.* Подготовка к изданию карты структурно-формационного районирования территории деятельности объединения "Полярноуралгеология" масштаба 1 : 1 000 000 в целях прогнозирования поисков полезных ископаемых. "Комигеолфонд", 1983.
75. *Беляков Л.Н., Сабуров Г.Я., Дембовский Б.Я.* Подготовка к изданию Тектонической карты масштаба 1 : 1 000 000 территории деятельности объединения "Полярноуралгеология". "Комигеолфонд", 1987.
76. *Большаков В.В., Загороднов А.М.* Отчет о детальной аэромагнитной съемке масштаба 1 : 200 000 в районе Полярного Урала, Пай-Хоя и Печорского бассейна. "Комигеолфонд", 1961.
77. *Боровков И. И.* Отчет о работе Хановейской геофизической партии за 1952 г. "Комигеолфонд", 1953.
78. *Боровков И. И., Солодов А. А.* Отчет о работе Сырьягинской и Юньягинской геофизических партий за 1951 г. "Комигеолфонд", 1953.
79. *Бороздин Ю.Г., Белкин В.И.* Отчет о работе Хановейской комплексной геофизической партии № 6/70-71 на Хановейской и Елец-Кечпельской площадях с целью поиска и оконтуривания предполагаемых синклиналиных структур. "Комигеолфонд, 1972.
80. *Водолазский А.И.* Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. "Комигеолфонд", 1983.
81. *Водолазский А.И., Енокян В.С. и др.* Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений западного склона Полярного Урала. "Комигеолфонд", 1972.
82. *Водолазский В.Н.* Отчет о работе Хановейской гравиметрической партии в 1963 г. "Комигеолфонд", 1964.
83. *Водолазский В.Н., Агафонов М.Г.* Отчет о работе Полярно-Уральской гравиметрической партии № 10/66 в Коми АССР и Ямало-Ненецком национальном округе Тюменской области в 1966 г. "Комигеолфонд", 1967.
84. *Войновский-Кригер К.Г.* Стратиграфия и тектоника западного склона Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. "Комигеолфонд", 1953.
85. *Воронов В.Н.* Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в бассейне р. Бол. Хараматалоу. ПСП за 1965-1967 гг. "Комигеолфонд", 1967.
86. *Герник В.В., Бирон Р.И. и др.* Отчет о работе металлотрической партии №5/64 в Коми АССР и Ямало-Ненецком национальном округе Тюменской области в 1964 г. "Комигеолфонд", 1965.
87. *Герник В.В., Зыскин М.А.* Отчет о работе Хараматолоуской комплексной геофизической партии № 2/65 на Полярном Урале в 1965 г. "Комигеолфонд", 1966.
88. *Гессе В.Н., Савельев А.А. и др.* Геологическое строение территории листов Q-41-22-B (в, г), Г (в, г), Q-41-34-A (а, б), Б (а, б) масштаба 1:50 000. "Комигеолфонд", 1963.

89. Головкин В.М., Иванов Л.С. Результаты аэрогеофизических поисков месторождений полезных ископаемых на Полярном Урале. Тюменский геолфонд, 1962.
90. Голубев С.А., Винюков В.Н. Геологический очерк района верхнего течения р. Усы от устья р. Воркуты до фактории Хановой. Отчет Елецкой геолого-поисковой партии за 1941г. Рукопись. "Комигеолфонд", 1942.
91. Гольдберг А.И., Мьяконьких В.А. Отчет о работе Кечепельской геофизической партии в 1955 г. "Комигеолфонд", 1956.
92. Горбачев А.Ф., Булыгин Р.А. и др. Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 территории листа Q-41-XI (Елецкой гидрогеологической съемочной партии за 1967 г.). "Комигеолфонд", 1969.
93. Дембовский Б.Я. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-44-B (1/2 в, 1/2 г), Г, Q-41-45-B (а, б, в) и поисково-оценочные работы на участках "Степь-Рузь" и "Янас-Кей". Отчет Кечепельской ГПСП по работам масштаба 1:50 000 за 1967 г. "Комигеолфонд", 1968.
94. Дембовский Б.Я., Бабушкин В.А., Герасимов Н.Н. и др. Отчет по объекту: "Производство геологического доизучения и групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000 Каро-Елецкой площади". Т. I-V. "Комигеолфонд", 1983.
95. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., и др. Отчет по объекту: "Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986-1989 гг. "Комигеолфонд", 1989.
96. Дембовский Б.Я., Маслов М.А. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-33-Б, Г (г), Г (1/2 в, 1/2 г), Q-41-34-А (в, г), В; Q-41-45-Б, Q-41-46-А, В. Отчет Елецкой, Шервожской и Лёк-Елецкой ГПСП по работам масштаба 1:50 000 за 1965-66 гг. "Комигеолфонд", 1966.
97. Енокян Н.В., Коновалова М.В. и др. Отчет по теме: "Биостратиграфия карбона и пермских отложений (обоснование границы перми и карбона)". "Комигеолфонд", 1972.
98. Ермоленко А.П., Стакин Н.И. Поисковые работы на россыпное золото в бассейнах рек Ния-Ю и Лек-Елец. "Комигеолфонд", 1988.
99. Зархидзе В.С., Оберман Н.Г. и др. Отчет по теме: «Составление инженерно-геологической карты Печорского угольного бассейна м-ба 1 : 500 000». "Комигеолфонд", 1974.
100. Золотарева Н.И. и др. Поиски фосфатного сырья на западном склоне Полярного Урала. "Комигеолфонд", 1995.
101. Золотарева Н.И., Молюкова Г.Ф. Обобщение материалов по строительному сырью в Воркутинском промышленном районе и составление карты масштаба 1 : 100 000. "Комигеолфонд", 1987.
102. Иванченко А.М., Жарикова Н.Н. Отчет о результатах поисковых работ на медь на западном склоне Полярного Урала в верховьях рек Ельца и Хароты Елецким поисковым отрядом. "Комигеолфонд", 1960.
103. Иванченко А.М., Шкарин И.М. Отчет о результатах поисково-оценочных и оценочных работ на медь и никель, проведенных Елецким поисковым отрядом в верховьях рр. Ельца, Яй-Ю и Соби в 1960г. "Комигеолфонд", 1961.
104. Ильин В.Ф. Геологоразведочные работы с подсчетом запасов гондита на проявлении "Изьякырю" в 1991-92 гг. "Комигеолфонд", 1992.
105. Киселев Б.В. Отчет о геофизических работах, проведенных на Хараматолоуском и Собинском участках Полярного Урала геофизической партией № 43/65-66 в 1965-66 гг. "Комигеолфонд", 1967.
106. Кривцов К. А. Отчет по работам Большеземельской аэрогравиметрической партии № 1/58 в Ненецком национальном округе в Интинском районе Коми АССР в 1959 г. "Комигеолфонд", 1960.
107. Куклев В.П. Подготовка к изданию атласа-справочника углей Печорского бассейна. "Комигеолфонд", 1997.
108. Кучерина П.М. и др. Отчет Хараматалоуской партии по объектам: "Производство геологического доизучения масштаба 1:50 000 площади массива Рай-Из и его обрамления. Листы Q-41-46-Б (г); Q-41-47-А (а-3, 4; б-3, 4; в, г), В, Г; Q-41-48-А и групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-56-В (б, в, г), Г; Q-41-57-А, Б, В (а) и геологического доизучения листов Q-41-56-А, Б, В (а); Q-41-57-В (б, в, г), Г (а, в, г) в пределах северо-западной области Войкарского синклиория, проведенных в 1982-1991 гг. Фонды Ямалгеолкома, 1991.
109. Лепехин П.И., Солодов И.А. Отчет о геофизических работах, проведенных Полярно-Уральской ОМП № 630/71 летом 1971 г. "Комигеолфонд", 1972.
110. Лютиков Н.В., Маслов И.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на бариты в северной части Лемвинской структурно-фациальной зоны и поисково-оценочных работ на Хойлинском месторождении баритов за 1977-1980 гг. "Комигеолфонд", 1980.
111. Мартынов А.В., Шевляков В.Д. и др. Отчет о результатах поисков технологических углей к юго-востоку от Воркутского месторождения Печорского угольного бассейна (состояние геологоразведочных работ на 1/IV-1973 г. "Комигеолфонд", 1973.
112. Маслов М. А., Костюкова Л.А. Магматические формации Севера Урала и Пай-Хоя. "Комигеолфонд", 1977.
113. Новакова Н.Г. и др. Опыт-методические работы по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезозой-кайнозойскими корами выветривания в пределах западного склона Полярного Урала за 1988-1992 г. "Комигеолфонд", 1992.
114. Оберман Н.Г. Отчет о гидрогеологических работах на территории геолого-поисково-съёмочных и разведочных работ на Урале и Пай-Хое за 1976-1977 гг. "Комигеолфонд", 1978.

115. *Оберман Н.Г.* Оценка соответствия ранее составленных листов гидрогеологической карты масштаба 1:200000 Северо-Уральской серии современным требованиям к их информативности. "Комигеолфонд", 1991.
116. *Оберман Н.Г.* Районирование территории Республики Коми и пограничных площадей с целью совершенствования и расширения существующей сети Государственного мониторинга геологической среды Республики Коми. "Комигеолфонд", 1997.
117. *Оберман Н.Г.* Геоэкологическая съемка территории деятельности ГПП "Полярноуралгеология" масштаба 1:1000 000. "Комигеолфонд", 2000.
118. *Оберман Н.Г., Проколова М. М., Докукина И. Г.* Составление серии карт масштаба 1:1 500 000 по программе комплексного изучения природных условий Нечерноземной зоны Европейской части РСФСР с оценкой их изменения под влиянием деятельности человека в связи с ее дальнейшим освоением. "Комигеолфонд", 1980.
119. *Оберман Н.Г., Роменская Т.В., Дедеева В.В. и др.* Изучение и прогнозирование экзогенных геологических процессов на территории деятельности Полярно-Уральского производственного объединения. "Комигеолфонд", 1982.
120. *Оберман Н.Г., Шеслер И. Г.* Составление инженерно-геологических и гидрогеологических карт масштаба 1:1500 000 территории деятельности ПГО "Полярноуралгеология". "Комигеолфонд", 1985.
121. *Овечкин А.М. и др.* Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Т. 1-6. "Комигеолфонд", 1999.
122. *Огородникова Г.П.* Оценка обеспеченности хозяйственно-питьевого водоснабжения Республики Коми (второй этап). "Комигеолфонд", 1999.
123. *Подбелова Е.А., Харламов Ю.С.* Отчет о работах Уральской и Салехардской аэрогеофизических партий за 1964 г. "Комигеолфонд", 1965.
124. *Подмаркова Л.А., Подмарков А.В.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на Елецком каменноугольном месторождении в 1960 г. "Комигеолфонд", 1961.
125. *Попов М.Я.* Подготовка к изданию металлогенических и специализированных карт масштаба 1:1 000 000 – 1:500 000. Т. 1-3. "Комигеолфонд", 1987.
126. *Попов М.Я., Куклев В.П., Петров В.Ф. и др.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, оценка их перспективности и определение прогнозных ресурсов Севера Урала с рекомендациями по направлению поисков и разведки. Т. 1-3. "Комигеолфонд", 1983.
127. *Риндзюнская Н.М., Надбровенков О.С. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе: "Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. Закономерности формирования и распределения золотоносных россыпей Кожимского района". "Комигеолфонд", 1985.
128. *Рубцов А.И., Сорокотягина В.В., Дубовая Н.С. и др.* Отчет по объекту: «Составление геохимических карт Севера Урала в масштабах 1:1 000 000–1:500 000». Т. 1 и 2. "Комигеолфонд", 1984.
129. *Сабуров Г.Я., Плякин А.М. и др.* Составление сводной геологической карты масштаба 1:500 000 территории деятельности объединения "Полярноуралгеология". (Краткая объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000). "Комигеолфонд", 1984.
130. *Савельев А.А., Савельева Г.Н. и др.* Геологическое строение территории листов Q-41-45-В (г) и Г (отчет Пайерской ГПСП по работам масштаба 1:50 000 в 1965 г.). "Комигеолфонд", 1966.
131. *Савельев А.А., Савельева Г.Н. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива масштаба 1:50 000 (отчет). "Комигеолфонд", 1972.
132. *Салдин В.А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Фонды ИГ КНЦ УрО РАН, 1996.
133. *Саранин А.А., Сабуров Г.Я., Енокян В.С. и др.* Доизучение стратиграфии западного склона Севера Урала с целью составления сводной геологической карты (отчет по геологическому доизучению ранее проведенных работ с дополнительным дешифрированием, анализом геофизических материалов и полевыми работами на площадях, ранее заснятых в масштабах 1:200 000 и 1:50 000 на площади 76962 кв. км). "Комигеолфонд", 1977.
134. *Севастьянов К.Н.* Геологический отчет о работах на золото в центральной части Манитаньрда. "Комигеолфонд", 1965.
135. *Шшишкин М.А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. "Комигеолфонд", 2003.
136. *Шшишкин М.А., Лапшин Н.В. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75-В,Г; Q-41-87-А,Б,В,Г. Отчет Грубеинской ГСП за 1983-1988 гг. "Комигеолфонд", 1988.
137. *Шшишкин М.А., Криночкин В.Г., Афанасьева Т.А. и др.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Отчет по объекту: "Составление легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200". "Комигеолфонд", 1998.
138. *Шшишкин М.А., Лапшин Н.В. и др.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1:50 000 Качамьлькской площади на территории листов Q-41-45-Б, Q-41-46-А с общими поисками. Отчет Пачвожской ГПП за 1988-1990 гг. (подготовительный этап). "Комигеолфонд", 1990.
139. *Шшишкин М.А., Олиферук А.Ф., Шлома М.П. и др.* Поисковые и поисково-оценочные работы на марганец на Пачвожской перспективной площади. Отчет Пачвожской ГРП за 1986-1995 гг. "Комигеолфонд", 1995.

140. *Шишкин М.А., Шлома М.П. и др.* Поисковые работы на марганец на Хайминской перспективной площади. Информационный отчет о работах, проведенных Пачвожской ГРП в 1992 г. "Комигеолфонд", 1996.
141. *Шишкин М.А., Малых О.Н., Афанасьева Т.А. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов Q-41-XIX, XX (Пачвожско-Лемвинская площадь). Отчет Пачвожской ГРП за 1996-2002 гг. "Комигеолфонд", 2002.
142. *Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов Q-41-V, VI, IX (Воркутинский район). Отчет Воркутинской ГСП за 2000-2004 гг. "Комигеолфонд", 2004.

**Список месторождений полезных ископаемых,  
показанных на карте полезных ископаемых листов Q-41-XI  
Государственной геологической карты Российской Федерации  
масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – ко- ренное, Р – рос- сыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<i>Хром</i>					
IV-1	34	Лекхойлинское Западное	К	[121]	Не разраб
IV-2	43	Лекхойлинское	К	[121]	Не разраб
<i>Золото</i>					
I-1	4	Изъявожское	Р	[98]	Непром.
I-2	7	Шервожское	Р	[98]	Непром.
I-2	21	Верхненияюское	Р	[98]	Непром.
Неметаллические ископаемые <b>Драгоценные и поделочные камни</b> Гондиты					
IV-2	22	Изъякырьюское	К	[104],[108]	Экспл.
<b>Строительные материалы</b> <i>Известняк</i>					
II-1	5	Береговое-II	К	[10]	Заквонсерв.
II-1	6	Береговое-I	К	[10]	Заквонсерв.

**Список месторождений полезных ископаемых,  
показанных на карте неоген-четвертичных образований листов Q-41-XI  
Государственной геологической карты Российской Федерации  
масштаба 1:200 000**

Неметаллические ископаемые

**Строительные материалы**

<i>Песчано-гравийный материал</i>					
III-1	10	Качамыльское	К	[72], [138]	Не разраб
III-1	9	Кечпель-2	К	[72]	Не разраб

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, россыпей проявлений (РП), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листов Q-41-XI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>Горючие ископаемые</b>				
<b>Твердые горючие ископаемые</b>				
<b>Уголь каменный</b>				
I-1	2	Елецкое	[111], [107]	П. Пласты угля в лекворкутской свите мощностью до 0,35 м. Марка ОС. Ресурсы (P <sub>2</sub> ) в пределах листа 17,4 млн.т, в т.ч. кондиционные - 4.4 млн. т
<b>Металлические ископаемые</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Железо</i>				
II-2	1	Пр.борт р.Енганэяха	[96]	ШП с лимонитом.
II-2	4	Юг хр. Енганэпэ	[96]	ШП с лимонитом.
III-2	25	Сев. Склон г. Степрузь	[10]	ПМ. Линза гематитовой руды размером 6х2м. FeO 47%, TiO <sub>2</sub> до 1%.
IV-2	5	Лев. приток руч. Янасшор	[10], [103]	ПМ. Зона окисления мелких (мощностью до 4см) кварцевых прожилков с пиритом. FeO 32%, Cu 0,03-0,16%.
IV-2	14	Лев.борт р Бол. Харматолоу	[10]	ПМ. В амфиболитах (R <sub>2</sub> hr) прослой (мощн 15 см) вкрапленного магнетита.
IV-2	21	Верхнетьшорское	[121]	ПМ. Линза (4х10-15 м) массивных серноколчеданных руд среди гидротермально измененных метариолитов. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 10,2-4,5%, S 6,8-31%.
IV-2	23	Лев.борт р Бол. Харматолоу	[10]	ПМ. Вкрапленность магнетита среди гнейсов и сланцев (R <sub>2</sub> hr). По штуфному опробованию Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ -5%.
<i>Титан</i>				
IV-2	24	Лев.борт р Бол. Харматолоу	[10]	ПМ. Среди глыб амфиболитов кварцевые прожилки (мощностью до 6см) с кристаллами рутила (1-4,5см).
<i>Железо, титан</i>				
IV-2	50	Дзелятышорское	[108] [121]	П. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение в виде зон (30-100х150х1200м), среди пироксенитов и габбро. Зоны хорошо фиксируются по аномалиям магнитного поля. Содержания Fe 14-35%, TiO <sub>2</sub> 0,25-1,43%, V 0,03-0,17%, Cu 0,03-0,62%, Ресурсы (P <sub>1+2</sub> ) 1094 млн. т до глубины 500м.
<i>Марганец</i>				
III-1	1	Лев. борт р. Харота	[138]	ПМ. Пласт яшмоидов (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> lv) красного цвета мощностью 3 м, по простиранию 20 м. MnO до 8,5%.



III-1	3	Пр. борт руч. Воргашор	[138] [113]	ПМ. Линза (2x10x10м) современных болотных окисных марганцевых руд. MnO <sub>2</sub> до 71%, BaSO <sub>4</sub> 5,2%, Со до 0,1%.
III-1	5	Пр. борт руч. Бадьявож	[142]	ПГХО. Повышенные содержания Mn (0,2-0,3%) в петельчатых известняках качамыльской свиты.
III-1	8	Пр. борт руч. Лек-Шор	[113]	П. В охристо-глинистых корах выветривания по сланцам D <sub>1-2</sub> kv в бороздовых пробах содержания Mn до 6,62%.
III-2	6	Пр. борт р. Харота	[138]	ПМ. Горизонт марганецсодержащих фтанитов D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> lv мощностью 10 м, прослежен на 1 км. MnO до 2,3%.
III-2	8	Лев. борт р. Яйю	[138]	ВГХО. Mn 0,4-1,25%.
III-2	10	Пр. борт р. Харота	[138]	ВГХО. Mn 0,4-1%.
III-2	12	Пр. борт р. Харота	[138]	ПМ. Пестроцветные суглинки коры выветривания по косвожской свите. Мощность до 2,5 м, 100x300 м. MnO до 1,1%.
III-2	13	руч. Олька-егарт	[96]	ПП с е.з. пиролюзита.
III-2	23	руч. Янасшор	[138]	ПМ. В медальоне вымораживания (1x2 м) бобовые болотные Mn-руды (MnO до 47%).
IV-2	2	Нангытыюганское	[108]	ПМ. В черных сланцах (C <sub>1-3</sub> jj) горизонт силикатно-карбонатных марганцевых руд (мощн. 10-30 см). По развалам прослежен на 30 м. MnO 16-24%.
IV-2	4	руч. Янаскеу	[108]	ПМ. В поле отложений (C <sub>1-3</sub> jj) шлейф глыб манганокальцитовых известняков вытянутый вдоль склона на 50 м. В штуфах MnO-8,44%.
IV-2	9	р. Изъякырю	[108]	ПМ. На площади 20x70 м среди R <sub>2</sub> hr обломки гондитов (до 0,5 м) и розового родонита. MnO в родоните 30-34%, в гондитах до 12,3%.
IV-2	26	Антоновское	[121]	П. Крутопадающий пласт спессартин-магнетит-кварцевых гондитов (1-1,5x20 м) в R <sub>2</sub> hr с линзами (20x40 см) розовых, сиреневых родонит-родохрозитовых руд. Представляет интерес как поделочное сырье. Содержание MnO 50,3-60,5%.
IV-2	31	руч. Тышор	[121]	ПМ. Развалы (20x50м) магнетит-спессартиновых гондитов в поле R <sub>2</sub> hr.
IV-2	34	руч. Тышор	[121]	ПМ. Развалы магнетит-спессартиновых гондитов в поле R <sub>2</sub> hr.
<i>Хром</i>				
IV-1	3	Верховья р. Харота	[121]	ПМ. Линзообразный шпир густовкрапленных хромитов среди серпентинитов. Мощность 0,05-0,3 м, длина 18-20 м. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 25,2%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16%.
IV-1	4	Харотское-1	[121]	П. В теле дунитов шпирово-прожилковые зоны хромитов от среднехромистых до глиноземистых. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> до 16,8%, Ag 0,4-2,8 г/т.
IV-1	6	Харотское-2	[121]	П. Линзообразное тело (2,3x45 м) густовкрапленных хромитов и 2 мелких тела вкрапленных руд (0,5x10 м и 1,5x16 м) в дунитах. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,3-28,7%.
IV-1	7	Верховья р. Харота	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал

				густовкрапленных до сплошных хромитов (450x25 м). Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 33,3%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19,8%.
IV-1	8	Лев. борт рч. Хароташор	[121]	ПМ. В дунитах (40x100 м) шпир от убогодо густовкрапленных хромитов.
IV-1	9	Харотское-3	[121]	П. 2 линзовидных тела хромитов среди войкаритов: западное (1,6x30 м); восточное (1,9x8 м), от редковкрапленных до сплошных. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> по бороздовым пробам 15,1-20%, по штуфным 20,3-30,2%, Pt 0,06 г/т.
IV-1	10	Верховья р. Харота	[121]	ПМ. Обломки пятнисто-нодулярной хромитовой руды в дунитах.
IV-1	12	Харотское-4	[121]	П. Линзовидное тело (2,5x75 м) хромитов в дунитах от бедно- до густовкрапленных. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> до 25,2%.
IV-1	13	Верховья р. Харота	[121]	ПМ. Развалы (500x1600 м) с густовкрапленными хромитовыми рудами среди обломков дунитов и гарцбургитов в морене. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 27,8%.
IV-1	16	Верховья р. Пр. Кечьпель	[121]	ПМ. Делювиальный развал (100x5-50 м) средневкрапленных хромитов. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 24,5%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,3%.
IV-1	17	оз. Кечьпельты	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (100x70 м) с шпирами густовкрапленных хромитов среди дунитов и гарцбургитов. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13-41,6%, FeO 10,6-16,9%.
IV-1	19	оз. Кечьпельты	[121]	ПМ. Делювиальный развал шпировоструйчатых обособлений хромитов в дунитах. Руды сплошные, полосчатые. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 28,3%, FeO 15,3%.
IV-1	24	г. Пайер	[121]	ПМ. Делювиальные развалы (200x10м) густовкрапленных руд среди серпентинитов.
IV-1	28	р. Лев.Пайера	[121]	ПМ. Элювиальные развалы и коренные выходы шпиров (мощностью до 0,6 м) густовкрапленных хромитов в серпентинизированных дунитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 35,5%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 27,5%.
IV-1	29	Пр. борт р. Лекхойла	[121]	ПМ. В дунитах прожилково-вкрапленная зона (30x0,5-1 м). Руды полосчатые, редковкрапленные. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 30,8%, FeO 12,8%.
IV-1	31	Верховья р.Лев. Кечьпель	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (5x15 м) средневкрапленных хромитов в поле войкаритов. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 28,2%.
IV-1	32	Верховья р. Лев. Пайера	[121]	ПМ. Элювиальные развалы протяженностью 70 м густовкрапленных хромитов в гарцбургитах. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 44,6%, FeO 13,3%.
IV-1	33	499	[121]	П. Коренные выходы и элювиально-делювиальные развалы хромитов в дунитах. Линзообразная зона (400x50 м) вкрапленных со шпирами руд. Мощность жил до 2 м. Руды от полосчатых до сплошных. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 24,6-36,6%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 14,9%.
IV-2	16	Перевал Аркаматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (300x20 м) от средне- до сплошной хромитов в гарцбургитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 42-46,3% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 20-24%..
IV-2	17	1840	[121]	П. Зона хромитового оруденения мощ-

				ностью 10-15 м в дунитовом теле в виде полос вкрапленных хромитов (мощностью до 1,5 м) с полосами сплошных (до 0,7 м). В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 42-46,3%. Ресурсы 53 тыс.т (P <sub>1</sub> ).
IV-2	19	Перевал Аркаматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов в дунитах. Обломки руды до 0,1 м от густовкрапленной до сплошной. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 49,3%.
IV-2	20	Перевал Аркаматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (10x10 м) хромитов (обломки 10x15 см) в поле дунитов. Руда густовкрапленная и прожилковая.
IV-2	25	оз. Пайтаты	[121]	ПМ. Крупноглыбовый развал (10x5 м) густовкрапленных хромитов в гарцбургитах.
IV-2	27	Верховья р. Бол. Хараматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов (50x10 м) средневкрапленных и нодулярных в гарцбургитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 41%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 28,4%.
IV-2	28	г. Пайтанель	[121]	ПМ. Элювиальный развал (5x5 м) средневкрапленных хромитов среди гарцбургитов. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 29,5%.
IV-2	29	Лев. приток р. Бурхойла	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (20x40 м) хромитов сплошных и густовкрапленных в гарцбургитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 38%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 31%.
IV-2	30	Вороновское	[121]	П. Жилообразное тело (0,3-1,5x50-70 м) сплошных хромитовых руд с дунитовой оторочкой в гарцбургитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 39,8%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 29%.
IV-2	32	Лев. борт р. Бол. Хараматолоу	[121]	ПМ. Развал (50x20 м) сплошных хромитовых руд в гарцбургитах. В руде: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 37,3%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 14,7%.
IV-2	36	Пр. борт р. Бурхойла	[121]	ПМ. Развал (250x30-100 м) сплошных хромитовых руд в гацбургитах с дунитами. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 32-40%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 24,2-25,7%.
IV-2	37	Пр. борт р. Бурхойла	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал до 50 м сплошных и густовкрапленных хромитов в гарцбургитах. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 44%.
IV-2	38	Лев. борт р. Бурхойла	[121]	ПМ. Развал (50x10 м) сплошных хромитов в гарцбургитах. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 35%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 19%.
IV-2	39	Лев. борт р. Бол. Хараматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (500x50 м) сплошных хромитов в гарцбургитах с дунитами. Обломки до 30x40 см. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 31,7%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 14,4%.
IV-2	40	Лев. борт р. Бол. Хараматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (400x50 м) густовкрапленных хромитов в гарцбургитах. Обломки до 50x50 см. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 34,2%, SiO <sub>2</sub> 3,8%.
IV-2	41	Аркашорское	[121]	П. В дунитах 4 хромитовых тела общей протяженностью 90 м (7-40x2-12 м). Руды густовкрапленные, Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 11-48%, ресурсы 499 тыс.т (P <sub>1</sub> )
IV-2	42	Косшорское	[121]	П. В дунитах 3 рудных тела (3-18,5x45-80 м). Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -6-25,7% (среднее 16,9%).

				Ресурсы 1307 тыс.т (P <sub>1</sub> ), 600 тыс.т (P <sub>2</sub> ), 1500 тыс. т (P <sub>3</sub> )..
IV-2	44	Пр.борт р. Бурхойла	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал шириной около 10 м густовкрапленных хромитов в дунитах. В монофракции хромшпинелида: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 41,8%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 24,7%.
IV-2	45	Пр. борт р. Бол. Хараматолоу	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (15x250-400м) густовкрапленных, сплошных хромитов в гарцбургитах с дунитами. В руде: Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 37,6%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 27%.
IV-2	46	3079А	[121]	П. Линза (9x1,4 м) густовкрапленных хромитов в теле дунитов среди войкаритов. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> по бороздовым пробам 29-32%, по штуфным - 41,2-46,4%.
IV-2	51	руч. Тышор	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал шириной 5-30м густовкрапленных, сплошных хромитов в гарцбургитах с дунитами. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 36,4%.
IV-2	52	руч. Тышор	[121]	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (50x10 м) вкрапленных и сплошных хромитов в дунитах.
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
I-2	6	Пр. приток р. Нанги-Тольк-Тальба	[10]	ПМ. В элювии обломки пиритизированных песчаников(O <sub>1mp</sub> ) с гематитом, реже халькопиритом.
I-2	11	руч. Лев. Шервож	[10]	ПМ. Пирротин-кварцевая жила мощностью 0,5-0,8 м протяженностью до 400 м. Cu<0,001%, в ВГХО Cu до 0,003%.
I-2	14	Лев. борт руч. Бадьявож	[96]	ВГХО. В рыхлых отложениях Cu 0,003%.
I-2	23	Верховья р. Енганэяха	[96]	ВГХО. В рыхлых отложениях Cu 0,003%.
II-2	5	г. Южная	[96]	ВГХО. Cu 0,003-0,007%.
III-2	9	Пр.борт р. Харота скв.КЧ-1,2,3	[138]	ПМ. В кварцевых прожилках (мощностью до 5 см) среди серпентинитов встречена минерализация с халькопиритом, пентландитом, сфалеритом, галенитом. Содержание в штуфе Cu 3,5%; Pb 0,8%; Zn 2,2%; Cd 0,018%; Ni 0,18%; Co 0,065%.
III-2	24	г. Степрузь	[10]	ПМ. Пачка (30 м) зеленых сланцев (O <sub>2</sub> -D <sub>3gδ</sub> ) с вкрапленностью борнита. Cu 0,22%.
III-2	31	г. Степрузь	[10]	ПМ. 2 зоны пиритизации в породах R <sub>3hr</sub> . 1-я в виде густой вкрапленности ру, chp (мощность 20 м, протяженность 80 м). Cu 0,11-0,4%, Ag до 0,9 г/т. 2-я в виде залежи бурых железняков с ру, chp (4 м, 200 м). Cu 0,001-0,3%, Zn 0,01-0,03% Ag 0,8-1,2г/т.
IV-1	2	Пр. борт р. Харота	[130]	ВГХО. Cu 0,01- 0,03%.
IV-1	15	г. Пайермыльк	[130]	ВГХО. Cu 0,01- 0,02%.
IV-1	21	Водораздельное	[10],[130]	П. Зона дробления в серпентинитах мощностью 7м, прослежена на 150м. Халькозиновая прожилковая минерализация (мощностью до 5см) в центре и на контактах зоны. Cu 2,75-2,9%, Ni 0,32-0,46%, Zn 0,05-0,175%, Au до 0,2г/т, Ag 5,2г/т.
IV-1	22	р.Лев. Кечьпель (отм. 644.,0)	[10], [93]	ПМ. Бедная прожилково-вкрапленная зона пиритизации с халькопиритом в порфири-

				тах (O <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> g $\delta$ ) мощность 3 м, протяженность 300 м. Cu до 0,03%, Zn 0,01%.
IV-2	8	Лев. борт р. Изъякырью	[10], [103]	ПМ. В элювии альбититов вкрапленность пирита, реже халькопирита. Cu до 0,12%.
IV-2	10	Верховья р. Бол. Харматалоу	[10]	ПМ. В прослое основных туфов мощностью 1 м вкрапленность пирита. Cu 0,03%, Zn 0,01%.
<i>Медь, цинк</i>				
IV-1	25	Лев борт руч. р. Лев. Кечьпель	[10], [93]	ПМ. В прослое кварц-эпидот-хлоритовых сланцев зона бедной вкрапленности пирита, реже халькопирита мощностью 3 м, прослежена на 15м. Cu 0,02%, Zn 0,01%.
IV-2	11	Пр. борт рч. Ивтисьшор	[86]	ВГХО. Zn 0,01%; Ag 10-30 г/т; Pb 0,003-0,03%.
IV-2	12	р. Бол. Харматалоу	[10]	ПМ. В породах (R <sub>3iv</sub> ) зона пиритизации (30x800 м). В штуфах Cu 0,48%, Zn 1,17%.
IV-2	13	руч. Изъякырью	[10]	ПМ. В сланцах (R <sub>2hr</sub> ) зона пиритизации (7x60 м). Cu 0,2-1%, Zn 0,1-0,5%.
IV-2	15	руч. Изъякырью	[10]	ПМ. Медная зелень в пиритизированных амфиболитах. Cu 0,05%, Zn 0,005%.
IV-2	33	Тышорское	[108], [121]	П. В ивтисьшорской свите зона кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (0,03 x 1 км) с мелкими (1 x 0,5 м) линзами халькопирит-сфалеритовых руд. Cu 0,5%, Zn 1%, S 3,2%. До глубины 300 м ресурсы (P <sub>1</sub> ): Cu 143 тыс.т, Zn 283, S 900.
<i>Медь, палладий, золото</i>				
IV-2	48	Озерное	[142]	П. Зона с сульфидной вкрапленностью, медной зеленью в пироксенитах кэршорского комплекса. Прослежена на 3,1 км, мощность до 50 м. По данным бороздowego опробования Cu от 0,1 до 1,4% (при среднем 0,51%), Pd - 0,1-1,66 г/т (среднее - 0,28 г/т), Au - 0,1-2,15 г/т (среднее - 0,27 г/т), Pt - 0,04-0,26 г/т (среднее - 0,05 г/т), Ag 0,04-10 г/т.
IV-2	47	Пр. борт руч. Пайершор	[86]	ВГХО. Cu 0,01-0,03%.
IV-2	49	Пр. борт руч. Тышор	[86]	ВГХО. Cu 0,01-0,3%, Zn 0-0,01%.
<i>Свинец</i>				
III-2	4	Лев. борт р. Елец	[94]	ПМ. Бедная вкрапленность галенита, сфалерита, пирита в эндоконтакте плагиогранитов яйюского комплекса. Длина зоны 100 м, мощность 0,2-0,4 м., Pb до 0,25%, Zn до 0,3%, Ag до 3 г/т .
IV-2	7	руч. Янасшор	[10]	ПМ. Кварцевые жилы (0,5-7 см) с сульфидной вкрапленностью. Pb 0,03%, Cu 0,01%.
<i>Никель</i>				
IV-2	35	руч. Тышор	[142]	ПМ. В серпентинитах меланжа мелкая сульфидная вкрапленность. Ni 0,7%.
<i>Вольфрам</i>				
I-2	16	р.Нияю	[96]	ШП. Поток с е.з. шеелита.
<i>Алюминий</i>				
II-1	1	рч. Велечшор, скв. Б-15	[94]	ПМ. Линзы сиаллитов в палеокарсте в известняках D <sub>2</sub> v <sub>2</sub> . Серые аргиллиты (0,7 м) с диаспором (1-2%) в подошве D <sub>3</sub> di.

II-1	4	руч. Юнкошор	[94]	ПМ. Серые пиритизированные аргиллиты (сиаллиты) в палеокарсте известняков $D_2\delta v_2$ . Голубовато-серые аргиллиты (сиаллиты) мощн. 0,3 м в подошве $D_3be$
II-2	6	руч. Вучвож	[94]	ПМ. Красно-бурые сиаллиты в палеокарстовых полостях известняков $D_2\delta v_2$ .
II-2	9	р. Лек-Елец	[94]	ПМ. Линзы . (до 1,5x2 м) голубых аллитов и оолитовых шамозитовых руд в палеокарстовых полостях известняков $D_2\delta v_2$ .
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-1	5	Верховья руч. Тампико	[142]	ПМ. В экзоконтакте риолитов ( $\lambda V_2ld$ ) с алевропелитами ( $R_3mj$ ) богатая сульфидная вкрапленность. Au 0,09-0,1г/т.
I-2	2	Лев. приток руч. Манюкуяха	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи с золотом (0,02-0,04 г/м <sup>3</sup> ).
I-2	4	руч. Пр. Шервож	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи с золотом (0,05-0,23г/м <sup>3</sup> ).
I-2	9	руч. Лев. Шервож	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи золота (0,03-0,6г/м <sup>3</sup> ).
I-2	10	руч. Лев. Шервож	[10]	ПМ. Зона пиритизации мощностью 400 м в песчаниках, порфиритах ( $R_3bd$ ). Au до 0,24 г/т, Ag до 2,4г/т.
I-2	13	руч. Бадьявож	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи с золотом (0,01-0,05 г/м <sup>3</sup> ).
I-2	15	Лев. борт р. Енганэяха	[98]	РП. В скважине на глубине 20 м в элювиально-делювиальных отложениях проявление погребенных россыпей. Пласт 0,4 м с содержанием золота 0,17 г/м <sup>3</sup> .
I-2	17	р. Енганэяха	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи с золотом (0,02-0,05 г/м <sup>3</sup> ).
I-2	20	р. Нияю	[142]	ПМ. 8 знаков золота в протолочке из песчаников манитаньрдской свиты.
I-2	22	р. Нияю, скв. 146	[98]	ПМ. В скважине с глубины 10,8 м коры выветривания мощностью 5,2 м с повышенными содержаниями золота (1,9 г/м <sup>3</sup> ).
I-2	24	Прав. борт. руч. Пр. Изьявож	[98]	РП. В скважине на глубине 13 м проявление погребенных россыпей, пласт 0,4 м с содержанием золота 34 мг/м <sup>3</sup> .
I-2	25	руч. Изьявож	[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи с золотом (0,02-1,52 г/м <sup>3</sup> ). По бурению разрозненные содержания золота на глубинах 1-26 м (0,01-0,06 г/м <sup>3</sup> ).
I-2	26	руч. Пр. Изьявож	[94],[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи е.з. и весовые шлихи с золотом (0,008-0,07 г/м <sup>3</sup> ), е.з. киновари.
I-2	27	руч. Пр. Изьявож	[98]	РП. В скважине на глубине 8 м в элювиально-делювиальных отложениях проявление погребенных россыпей; пласт 0,4 м с содержанием золота 0,15 г/м <sup>3</sup> .
I-2	33	руч. Лев. Изьявож	[94],[98]	ШП. В пойменно-русловых отложениях шлихи е.з. и весовые шлихи с золотом 0,009-0,02 (до 1,5 г/м <sup>3</sup> ), мелкие самородки до 7 мм, е.з. киновари.
II-2	13	руч. Косвож	[142]	ПМ. Сульфидная вкрапленность в расслоенных габбро. Au 0,1 г/т, Cu 0,5%.

II-2	14	руч. Косвож	[94]	ШП с е.з. золота, шеелита.
<b>Радиоактивные элементы</b>				
<i>Уран</i>				
III-2	21	Отметка «384»	[93]	ПМ. Канавами и скважинами вскрытого 3 тектонических зоны средней мощностью 7, 9 и 6 м с содержаниями U до 0,0056%, 0,0012% и 0,0021%, соответственно.
Неметаллические ископаемые				
<b>Оптические материалы</b>				
<i>Кварц пьезоэлектрический</i>				
I-1	1	Лев. борт руч. Бадьявож	[10]	ПМ. В делювии свалы жильного кварца. В молочном кварце - пустоты с мелкими (до 2,5 см) непрозрачными кристалликами.
I-1	3	Пр. борт руч. Прав. Изьявож	[10]	ПМ. В элювии обломки кварцевых жил с щетками молочного и прозрачного хрусталя. Кристаллы кварца размером до 3 см.
I-2	3	Отм. «872,0»	[10]	ПМ. В песчаниках ( <i>O<sub>1</sub>mp</i> ) жилки кварца с мелкими друзами хрусталя.
I-2	5	Пр. борт руч. Шервож	[10]	ПМ. В делювиально-элювиальных отложениях друзы, гнезда, щетки прозрачного хрусталя.
I-2	12	Пр. борт руч. Бадьявож	[10]	ПМ. В элювии кварцевые жилы с друзами горного хрусталя. Кристаллы до 2 см.
I-2	18	Пр. борт р. Енганэяха	[10]	ПМ. На контакте с диабазовой дайкой кварцевые жилы с полостями (до 10 см) щетковидного кварца размером до 1 см.
I-2	19	р. Нияю	[10]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы кварцевых жил с обломками кристаллов горного хрусталя.
I-2	28	Пр. приток р. Енганэяха	[10]	ПМ. В диабазовых кварцевые жилы мощностью 5-15 см с полостями заполненными кристаллами полупрозрачного кварца размером до 1,5 см.
I-2	35	Пр. борт р. Лек-Елец	[10]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы кварцевых жил с обломками кристаллов горного хрусталя.
I-2	37	Лев. приток р. Нияю	[94]	ПМ. Приурочено к тектонической зоне в продах енганэпэйской свиты.
II-2	2	Пр борт р. Лек-Елец	[10]	ПМ В элювиально-делювиальных отложениях обломки кристаллов хрусталя.
II-2	7	Верховья р. Лек-Елец	[10]	ПМ. В делювии шлейф с кристаллами горного хрусталя размером до 20 см.
II-2	11	Лев. борт руч. Маниташор	[10]	ПМ. В порфиридах жилы кварца с мелкими кристаллами хрусталя. В элювии – кристаллы размером до 15см.
II-2	12	Пр борт руч. Косвож	[10]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы кварцевых жил с обломками кристаллов горного хрусталя.
II-2	17	Отм. «554»	[10]	ПМ. В делювии небольшое количество кристаллов хрусталя размером до 20 см.
II-2	18	Лев. борт руч. Косвож	[10]	ПМ В элювиально-делювиальных отложениях обломки кристаллов хрусталя.
III-2	18	руч. Янасшор	[10]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы кварцевых жил с щетками кристаллов горного хрусталя размером до 4 см.

III-2	20	Пр борт р. Харота	[10]	ПМ В элювиально-делювиальных отложениях обломки жил с щетками полупрозрачного горного хрусталя (до 4 см).
IV-1	11	р. Пр. Кечьпель	[121]	ПМ. В элювиально-делювиальных отложениях обломки горного хрусталя.
IV-1	23	р Ср. Кечьпель	[121]	ПМ. В элювиально-делювиальных отложениях обломки горного хрусталя
<b>Химическое сырье</b>				
<i>Барит</i>				
III-2	15	Лев. борт р. Яйю	[110]	ВГХО. Ва 0,05-0,1%.
III-2	19	Прав. притоки руч. Нангытыюган	[110]	ВГХО. Ва 0,05-0,25%.
III-2	28	руч. Нангытыюган	[110]	ВГХО. Ва 0,07-1,5%.
III-2	30	руч. Нангытыюган	[110]	ВГХО. Ва 0,03-0,05%.
III-2	29	Верховья руч. Янасшор	[138]	ПМ. Прослой (первые см) Ва и Sr-содержащих. известняков в (D <sub>3</sub> -C <sub>1nv</sub> ). BaSO <sub>4</sub> 2,8%, Sr до 0,35%.
IV-1	18	Приток р. Лев. Кечьпель	[96]	ШП с е.з. барита.
IV-2	1	Вонкурьюганское	[110]	П. Прослой баритизированных известняков (10 м) в терригенно-карбонатных породах (C <sub>1-3jj</sub> ). Прослежен на 1,5 км. В штуфах: BaSO <sub>4</sub> до 83%, SrSO <sub>4</sub> до 30%. 5 млн.т (P <sub>2</sub> ).
IV-2	6	Лев. прит. руч. Янасшор	[110]	ВГХО. Ва 0,05-0,2%.
<i>Боросиликаты</i>				
I-2	30	Лев. борт р. Нияю	[10]	ПМ. Четковидные кварц-аксинитовые жилы среди пород (V <sub>2</sub> -Є <sub>1en</sub> ) мощн. до 1м.
I-2	36	Лев. приток р. Нияю	[10]	ПМ. Четковидные кварц-аксинитовые жилы среди пород (V <sub>2</sub> -Є <sub>1en</sub> ) мощн. до 1м.
II-2	3	Пр. борт р. Лек-Елец	[10]	ПМ. Четковидные кварц-аксинитовые жилы среди пород (R <sub>3bd</sub> ) мощностью до 1м.
II-2	15	Пр. приток рч. Маниташор	[10]	ПМ. Четковидные кварц-аксинитовые жилы среди пород (R <sub>3bd</sub> ) мощностью до 1м.
II-2	16	Пр. борт рч. Маниташор	[10]	ПМ. Четковидные кварц-аксинитовые жилы среди пород (Є <sub>3</sub> -O <sub>1mn</sub> ) мощн. до 1м.
III-2	16	руч. Еджидшор	[10]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 10-20 см с аксинитом (до 30% жилы).
III-2	32	г. Степрузь	[10]	ПМ. Турмалин в глаукофансодержащих сланцах (R <sub>2hr</sub> ). В <sub>2</sub> O <sub>3</sub> до 0,11-0,14%.
<b>Минеральные удобрения</b>				
<i>Фосфорит</i>				
II-2	8	Лев. борт р. Лек-Елец	[94]	ПМ. Углисто-кремнистые сланцы с содержанием P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 3,8%.
II-2	19	Пр. борт руч. Хребетшор	[100]	ВГХО. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,2-1%, Ag 0,2-0,3г/т, V 0,01-0,03%, Co 0,004-0,012%.
III-1	2	Пр. борт р. Харота (устье р. Яйю)	[138]	ПМ. Пачка (3 м) углисто-кремнистых сланцев харотской свиты. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 7%.
III-1	6	Пр. борт руч. Лекшор	[10]	ПМ. В углистых сланцах харотской свиты P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,76-0,98%.
III-2	1	Лев. борт р. Елец	[100]	ВГХО. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,2-1%.
III-2	2	Лев. борт р. Елец	[100]	ВГХО. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,2-1%.
III-2	3	Пр. борт р. Яйю	[138]	ВГХО. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,2%.
III-2	5	Пр. борт. р. Харота	[138]	ПМ. Горизонт фосфоритовых конглобракчий мощностью 1 м. Галька фосфоритов до 3 см, занимает около 40% общего объема.
III-2	7	Лев. Борт р. Яйю	[138]	ПМ. В шурфе вскрыты углисто-глинистые



				сланцы (S-D <sub>1hr</sub> ). P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 7,8%.
III-2	11	Пр. борт р. Харота	[138]	ПМ. Канавой вскрыты углисто-глинистые сланцы (S-D <sub>1hr</sub> ), ширина выхода 4 м. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 6,4-8,5%.
III-2	14	Нежданное	[138]	П. Горизонт (1м) фосфоритовых конгломераций в воргашорской свите. Среднее содержание P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 8%.
III-2	17	руч. Еджидшор	[100]	ВГХО. Аномалия с содержаниями P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,3-1% площадью 63000 м <sup>2</sup> , ресурсы P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 232тыс.т (P <sub>2</sub> ).
III-2	22	Отметка «384»	[100]	ВГХО. В рыхлых отложениях P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,15-1%.
III-2	26	Отметка «384»	[138]	ПМ. В шурфе вскрыты углисто-глинистые сланцы. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 6,8%.
III-2	27	руч. Янасшор	[138]	ВГХО. В рыхлых отложениях P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,2%.
IV-1	1	р. Ср.Кечьпель	[96]	ШП с е.з. фосфорита.
IV-1	14	Пр. приток р. Ср. Кечьпель	[96]	ШП с е.з. фосфорита.
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>				
<i>Кварцевый песок</i>				
II-1	3	Пр. борт руч. Юнкошор	[113]	ПМ. В скв. С-12 на глубине 14 м вскрыта глиноподобная кора выветривания по доломитам (D <sub>3be</sub> ) мощностью 48 м. Пелитовая масса на 95% сложена кварцем. SiO <sub>2</sub> 80-90%, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5%, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1-2%.
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Тальк</i>				
IV-2	3	р. Изъякырю	[10]	ПМ. На контакте серпентинитов со сланцами выход талька размером 1,5х2 м.
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>				
<i>Драгоценные камни</i>				
IV-2	43	Лекхойлинское	[121]	П. Пржилки хромвезувиана и корочки уваровита по трещинам в хромитах месторождения Лекхойлинское-II..
<i>Поделочные камни</i>				
I-2	1	Центральное	[94]	П. Лавобрекчии андезибазальтов (R <sub>3bd</sub> ) темно-зеленые, красновато-коричневые с пятнистым рисунком. Горизонт мощностью 10-15 м, протяженностью сотни метров. Размер блоков 0,5х0,4х1 м.
I-2	8	Шервожское	[94]	П. Лавобрекчии (R <sub>3bd</sub> ) темно-зеленовато-серого и красноватого цвета с пятнистым рисунком. Горизонт мощностью от первых десятков метров до 100-150 м, протяженностью сотни метров.
I-2	32	Бадьяшорское	[94]	П. Лавы риолитов (V <sub>2ld</sub> ) пятнистополосчатые, вишнево-бурого, зеленовато-серого цвета. Мощность пласта 5-10 м, протяженность 5-10км.
I-2	34	Изъявожское	[94]	П. Лавы риолитов (V <sub>2ld</sub> ) жерловит фации («гороховый камень») зеленовато-серого цвета с пятнистым рисунком. Ширина выхода 70 м, протяженность 250-300 м.
II-1	2	оз. Кыка-Ты	[94]	ПМ. Серые инкрустационные известняки с пятнистым рисунком в виде пласта мощ-

				ностью 7 м, протяженностью 50м среди рифо-вых известняков (D <sub>1</sub> bu-le).
II-1	7	Береговое-I	[94]	П. Серые, пятнистые водорослевые известняки (D <sub>3</sub> be) в виде пласта мощностью 5-10м, протяженностью первые сотни метров.
II-2	9	Лев. борт р. Лек-Елец	[94]	ПМ. Голубые мергеля и инкрустационные розово-серые известняки D <sub>2</sub> šv <sub>2</sub> с оригинальным рисунком. Мощность горизонта 2,5 м, выход на поверхность 10 м <sup>2</sup>
III-1	4	Пр. борт р. Харота	[138]	ПМ. Пласт красных, полосчатых, яшмоидов мощностью 3 м. Хорошо полируются, блочность 20х30х50 см.
IV-1	5	Пр. борт р. Пр. Кечьпель	[121]	ПМ. Несколько аллювиальных валунов до 20 см зеленовато-серого жадеитита.
IV-1	20	Пр. приток р. Ср. Кечьпель	[121]	ПМ. Единичные обломки жадеитита среди метаморфических пород.
IV-1	26	Северный	[121]	П. На участке размером 1,3х1,8 км выявлено 16 альбит-жадеититовых развалов и жилы в коренном залегании.
IV-1	27	Кечьпельты	[121]	П. Линейная зона с 9 развалами и 2 жилами жадеититов. Размер участка 100х350 м. Жадеитит низкого качества.
IV-1	30	Западный	[121]	П. На участке размером 700х400 м выявлено 8 альбит-жадеититовых развалов и 1 коренная жила, вскрыты 2 зоны с жадеититом.
IV-2	18	Аркаматалоуское	[121]	П. Элювиально-делювиальные развалы (500х1500 м) зеленых вебстеритов. Блочность пород высокая.
IV-2	26	Антоновское	[121]	ПМ. Линзы родонита в гондитах (подробнее см. «Марганец»).
<b>Прочие ископаемые</b> <i>Глины красочные</i>				
I-2	29	оз. Нюрты, скв. Р-20	[94]	П. В скважине на инт. 13,4-105,5 м вскрыты кирпично-красные глины, жирные на ощупь, пластичные. Содержание окислов железа и марганца достигает 10%.
I-2	31	оз.Нюрты, скв. Р-19	[94]	П. В скважине на инт.10-68 м буровато-желтые глины, с прослоями черных углистых глин.
III-1	7	Пр. борт руч. Лекшор	[113]	П. Выход кор выветривания (100х100 м) по породам (D <sub>1-2</sub> kv). Минералы: гетит, каолинит, хлорит. Рекомендуется в качестве сырья на минеральные краски.

Таблица прогнозируемых объектов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых

№ по схеме прогноза	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Прогнозная характеристика перспективных объектов; прогнозны ресурсы, категория; их обоснование	Рекомендуемые виды работ
<i>Уголь каменный</i>			
I-1-2	-	На проявлении Елецкое прогнозируется мелкое месторождение каменного угля с ресурсами 4,4 млн.т руды (P <sub>2</sub> ) в пределах листа. На основании данных горных работ и бурения [124], [111], [107]. Глубина прогноза 600 м.	ОР
<i>Железо, ванадий</i>			
IV-2-50	-	На проявлении Дзелятышорское прогнозируется крупное месторождение с ресурсами 1094 млн. т титаномагнетитовых руд (P <sub>1+2</sub> ) [108]; зоны с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением фиксируются единичными канавами, рудными пересечениями с бороздовым и штуфным опробованием, аномалиями магнитного поля. Глубина прогноза до 500 м.	ОР
<i>Хром</i>			
8.1.0.1	26	С/м; 3,93 млн. т богатых хромитовых руд глиноземистого высокохромистого типов (P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub> ); значительные размеры поля гарцбургитов, обогащенного дунитами, большая протяженность хромитоносной зоны Харотского проявления, наличие за пределами последней, в пределах Харотского рудного поля гарцбургитов, обогащенных дунитами, многочисленных ПМ богатых хромитовых руд. Глубина прогноза до 300 м.	ПР
IV-1-4,6,9,12	-	На Харотском проявлении прогнозируется среднее месторождение хрома с ресурсами 1,28 млн. т руды (P <sub>1+2</sub> ). На основании данных горных работ [121] , переоценки в ходе настоящих работ [142] . Глубина прогноза до 300м.	ОР
8.1.0.3	61	С/с; 4,7 млн. т хромитовых руд (P <sub>1</sub> );[121]; присутствие месторождений, П и ПМ в полях гарцбургитов, обогащенных крупными телами дунитов с хромитовым оруденением глиноземистого типа, наличие на территории линейных и субвертикальных, столбообразных хромитоносных зон с оруденением того же типа, присутствие П с высокохромистым оруденением в дунитовом теле среди поля войкаритов, возможное наращивание его по глубине и длине. Глубина прогноза до 300 м.	ПР
IV-1-34	-	На мелком месторождении Лекхойлинское-Западное прогнозируется прирост запасов; подсчитанные запасы 0,7 млн.т (С <sub>2</sub> ) хромитовых руд; прирост запасов 1,6 млн.т (P <sub>1</sub> ); на основании данных горных работ и бурения [121] Глубина прогноза до 300м.	ОР

IV-2-41	-	На проявлении Аркашорское прогнозируется мелкое месторождение хрома с ресурсами 0,5 млн. т руды (P <sub>1</sub> ). На основании данных горных работ. [121] . Глубина прогноза до 300м.	ОР
IV-2-43	-	На мелком месторождении Лекхойлинское прогнозируется прирост запасов; подсчитанные запасы 0,32 млн.т (C <sub>2</sub> ) хромитовых руд; прирост 3,05 млн.т (P <sub>1</sub> ); на основании данных горных работ и бурения [121]. Глубина прогноза до 300м.	ОР
8.1.0.4	7	С/м; 3,41 млн. т хромитовых руд высокохромистого типа (P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub> ) [121], [142]; присутствие П и ПМ в мелких полях гарцбургитов, обогащенных телами дунитов с хромитовым оруденением высокохромистого типа, возможное наращивание его по глубине и длине. Глубина прогноза до 300м.	ПР
IV-2-42	-	На проявлении Косшорское прогнозируется среднее месторождение хрома с ресурсами 1,9 млн. т руды (P <sub>1+2</sub> ). На основании данных горных и буровых работ, переоценки в ходе настоящих работ [121], [142] . Глубина прогноза до 300 м.	ОР
<i>Медь, цинк</i>			
IV-2-33	-	На проявлении Тышорское прогнозируется среднее комплексное медно-цинковое месторождение с ресурсами категории P <sub>1</sub> : Cu - 143 тыс. т, Zn - 283 тыс.т. На основании данных горных работ и бурения [121], [108]. Глубина прогноза до 300м.	ОР
<i>Медь, палладий, золото</i>			
IV-2-48	-	На проявлении Озерное прогнозируется крупное месторождение с ресурсами категории P <sub>2</sub> : Cu - 997 тыс.т, Pd – 54,7 т, Pt – 9,8 т, Au – 36 т. На основании данных горных работ, рудных пересечений с бороздовым и штуфным опробованием, интенсивных литогеохимических аномалий по вторичным ореолам [142]. Глубина прогноза 350 м.	ОР
<i>Золото коренное</i>			
V.0.1.1	55	С/с; 17 т золота (P <sub>3</sub> ); [142]; наличие коренных ПМ золота, березитоподобных метасоматитов в ареале распространения пород бедамельской серии; присутствие россыпей, РП в элювиально-делювиальных отложениях, ШП золота и ртути в водотоках поля; наличие газортутных аномалий; химический состав золота шлихов.	ОР
<i>Золото россыпное</i>			
0.1.1.1	10	С/м; 870 кг россыпного золота (P <sub>2</sub> ); линейная продуктивность северной части поля 48,4 кг/км, протяженность перспективной части 18 км; присутствие орографической ступени – коллектора россыпного золота, повсеместное распространение шлихов с металлом, наличие месторождений и проявлений коренного золота в верховьях	ПР

<i>Барит</i>			
6.1.1.1	54	С/с; 10 млн. т BaSO <sub>4</sub> (P <sub>2</sub> ); [142]; кальцит-баритовое оруденение фиксируется многочисленными контрастными ВГХО, наличием проявления на территории поля. Глубина прогноза до 200 м.	ПР
IV-2-1	-	На Вонкурьюганском проявлении прогнозируется крупное баритовое месторождение с ресурсами 5 млн. т (P <sub>2</sub> ). На основании данных горных работ и наличия контрастных ВГХО в полосе развития делювия баритовых руд [110]. Глубина прогноза до 200м.	ОР
<i>Фосфорит</i>			
6.0.0.1	22	Н/М; 250 тыс. т P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (P <sub>3</sub> ); в полосе пород воргашорской свиты палеозона апвеллинга, приуроченная к внешнему склону карбонатной платформы наиболее благоприятна для фосфатонакопления; наличие проявлений переотложенных фосфоритов к востоку от данной зоны.	
6.0.0.2	23	С/с; 256 тыс. т P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (P <sub>2</sub> ); [Глава 8]; пласт фосфоритовых конглобрекций фиксируется единичными канавами и пунктом минерализации, ВГХО, радиоактивными аномалиями. Глубина прогноза до 100м.	О Р
<i>Строительные материалы (обломочные породы)</i>			
	-	В/с; кварцитовидные песчаники енганэпэйского возраста. При средней мощности 500м и площади 3га, объем составляет 4 500 000м <sup>3</sup> (P <sub>3</sub> ).	О Р

С/с\* - оценка перспективности объектов. Числитель – степень перспективности: в – высокая, с – средняя, н – низкая; знаменатель – надежность ее определения: в – вполне надежная, с – средней надежности, м – малой надежности.

ПР\*\* - рекомендуемые геологоразведочные работы: П Р – поисковые работы; О Р – оценочные работы.

З\*\*\* - число признаков золоторудного типа по [табл. 8.2]

## Сводная таблица запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых листов Q-41-XI

Полезное ископаемое	Един. измер.	Запасы и прогнозные ресурсы, оцененные в ходе предшествующих исследований				Прогнозные ресурсы, дополнительно оцененные при проведении ГДП-200 листа Q-41-V,VI (2000-2004 г.г.)		
		кат. С <sub>2</sub>	кат. Р <sub>1</sub>	кат. Р <sub>2</sub>	кат. Р <sub>3</sub>	кат. Р <sub>1</sub>	кат. Р <sub>2</sub>	кат. Р <sub>3</sub>
<b>Уголь каменный , кондиционные ресурсы</b>	млн.т			4,4				
в том числе:								
Елецкое проявление	млн.т			4,4				
<b>Fe, Ti (титаномагнетитовые руды)</b>	млн.т		1094					
в том числе:								
Дзелятышорское проявление	млн.т		1094					
<b>Хромовые руды, всего</b>		0,982	6,91			1,48	4,15	
в том числе:								
Харотское рудное поле	млн.т		0,4			0,88	2,65	
в т.ч. Харотское проявление	млн.т		0,4			0,88	-	
Лекхойлинско-Левопайерское рудное поле	млн.т	0,982	5,2					
в том числе:								
м-ние Лекхойлинское	млн.т	0,317	3,1					
м-ние Лекхойлинское-Западное	млн.т	0,665	1,6					
Аркашорское проявление	млн.т		0,5					
Косшорское рудное поле	млн.т		1,31			0,6	1,5	
в т.ч. Косшорское проявление	млн.т		1,31			0,6	1,5	
<b>Медно-цинковый тип</b>								
в том числе:								
Тышорское проявление								
медь	тыс. т.		143					
цинк	тыс. т.		283					



## СПИСОК

стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте донеогеновых образований листа Q-41-XI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Номер на карте	Характеристика объекта	№ по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 116 м, вскрывает позднепалеогеновые коры выветривания днища межгорной депрессии и фрагмент разреза энганэпейской свиты	[94], скв. Е-6
2	Скважина, 46 м, вскрывает позднепалеогеновые коры выветривания на поверхности выравнивания и фрагмент разреза бедамельской серии	[94], скв. Е-2
3	Скважина, 346 м, вскрывает типичный фрагмент разреза нижней (аячь-ягинской) подсвиты лекворкутской свиты	[111], скв. ЕК-1
4	Скважина, 404 м, вскрывает типичный фрагмент разреза нижней (аячь-ягинской) подсвиты лекворкутской свиты	[111], скв. ЕК-3
5	Скважина, 176 м, вскрывает типичный фрагмент разреза бельковской свиты	[111], скв. ЕК-26
6	Скважина, 395 м, вскрывает низы разреза гусиной свиты, сезымскую свиту и верхи цементозаводской свиты	[111], скв. ЕК-27
7	Скважина, 67 м, вскрывает фрагмент хантейской свиты	[94], скв. Р-5
8	Скважина, 102 м, вскрывает отложения харотской свиты	[94], скв. Р-6
9	Скважина, 70 м, вскрывает фрагмент разреза энганэяхинского рифа	[94], скв. Р-7
10	Скважина, 22 м, вскрывает фрагмент разреза энганэяхинского рифа	[94], скв. Р-12
11	Скважина, 46 м, вскрывает фрагмент разреза лекъелецкой свиты	[94], скв. Р-18
12	Скважина, 18 м, вскрывает фрагмент разреза лекъелецкой свиты	[94], скв. Р-11
13	Скважина, 96 м, вскрывает фрагмент разреза косвожской свиты	[94], скв. Р-19
14	Скважина, 44 м, вскрывает фрагмент разреза качамылькской свиты	[94], скв. Р-17
15	Стратотип энганэпейской свиты	[95], обн. 4087-6
16	Стратотип лекъелецкой свиты	[81], обн. 81, 82
17	Скважина, 391 м, вскрывает типичный фрагмент разреза бельковской свиты	[111], скв. ЕК-28
18	Опорный разрез манюкуяхинской свиты	[94], обн. 14
19	Скважина, 401 м, вскрывает типичный фрагмент разреза нижней (аячь-ягинской) подсвиты лекворкутской свиты	[111], скв. ЕК-25
20	Скважина, 336 м, вскрывает фрагмент разреза гусиной свиты	[111], скв. ЕК-29
21	Опорная скважина, 160 м, вскрывает основание разреза манитанырдской серии, кембрийские метаморфизованные коры выветривания, фрагмент разреза манюкуяхинской свиты	[94], скв. Б-21
22	Скважина, 90 м, вскрывает низы разреза доломитово-известняковой толщи среднего-верхнего девона, среднедевонскую инфильтрационную латеритную кору выветривания, шервожскую свиту	[94], скв. Б-25
23	Гипостратотип хантейской свиты	[94], обн. 6030, 6036, 6048
24	Парастратотип западного типа разреза харотской свиты	[94], обн. 6071, 6072
25	Стратотип Лекъелецкого рифового массива	[65]
26	Стратотип вучвожской свиты	[34], обн. 7
27	Стратотип шервожской свиты	[94], [34]
28	Опорный разрез доломитово-известняковой толщи среднего-верхнего девона	[34]
29	Петротип расслоенного перидотит-габбрового массива леквожского комплекса	[142]



30	Скважина, 102 м, вскрывает низы разреза доломитово-известняковой толщи среднего-верхнего девона, фрагменты среднедевонской инфильтрационной карбонатной коры выветривания, верхнешервожкую подсвиту	[94] , скв. Б-15
31	Стратотип косвожской свиты	[81] , обн. 54
32	Скважина, 290 м, вскрывает фрагмент разреза гусиной свиты	[111], скв. ЕК-22
33	Опорная скважина, 170 м, вскрывает низы разреза большеелецкой толщи среднего-верхнего девона, фрагменты среднедевонской инфильтрационной карбонатной коры выветривания, верхнешервожкую подсвиту	[94] , скв. Б-4
34	Стратотип большеелецкой толщи	[65], обн. 25
35	Стратотип воргашорской свиты	[84], обн. 394-396
36	Опорный разрез вылысхановейской толщи	[94] , обн. 7559, 7589
37	Скважина, 81 м, вскрывает зону Вучвожского надвига.	[94] , скв. В-8
38	Скважина, 23.8 м, вскрывает линзу озерно-болотных марганцевых руд, кору выветривания по няньворгинской свите.	[113], скв. ЕП-1
39	Стратотип лудловско-пражской части харотской свиты	[81], обн. 25
40	Петротип яйюского габбро-диорит-гранодиоритового plutонического комплекса	[112]
41	Скважина, 248 м, вскрывает Харотский гипербазитовый массив	[138], скв. КЧ-2
42	Скважина, 78 м, вскрывает фрагмент разреза воргашорской свиты под кечьпельской	[94] , скв. Н-7
43	Скважина, 535 м, вскрывает разрез отложений манитанырдской серии под воргашорской и кечьпельской свитами	[94] , скв. Г-1
44	Опорный разрез ордовикской части грубешорской свиты	[94], обн. 9010-9012
45	Стратотип ивтисьшорской свиты	[108]
46	Стратотип изьякирьюской свиты ( R <sub>2</sub> iz)	[108]
47	Петротип кыквымшорского метаплагиогранит-метагаббрового plutонического комплекса (R <sub>3</sub> kk)	[108]

## СПИСОК

стратотипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте неоген-четвертичных образований листа Q-41-XI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	№ по списку литературы	Авторский номер объекта
1	II-1	Скважина вскрывает пойменные отложения р. Уса	[111]	скв. ЕК-1
2	II-1	Скважина вскрывает разрез роговской серии	[111]	скв. ЕК-3
3	II-1	Скважина вскрывает разрез роговской серии	[111]	скв. ЕК-26
4	II-1	Скважина вскрывает разрез роговской серии и элювиоделювий неогена	[111]	скв. ЕК-27
5	II-1	Скважина вскрывает разрез роговской серии	[111]	скв. ЕК-28
6	II-1	Скважина вскрывает палеодолину ручья Шервож	[94]	скв. Е-6
7	II-1	Скважина вскрывает элювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные	[94]	скв. Е-5
8	II-1	Скважина вскрывает элювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные	[94]	скв. Е-4
9	II-1	Скважина вскрывает отложения пачвочской морены	[94]	скв. Е-1
10	II-2	Скважина вскрывает делювиально-солифлюксионные отложения	[94]	скв. Р-1
11	II-2	Скважина вскрывает конечноморенное образование ханмейского оледенения и отложения роговчковой серии	[94]	скв. Р-3
12	II-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии и палеодолину	[94]	скв. Р-7
13	II-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии	[94]	скв. Р-12
14	II-2	Скважина вскрывает отложения ханмейского флювиогляциала	[94]	скв. Р-15
15	II-2	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. Р-11
16	II-2	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и отложения роговской серии	[94]	скв. Р-20
17	II-2	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и палеодолину	[94]	скв. Р-19
18	III-1	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и отложения роговской серии	[111]	скв. ЕК-25
19	III-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[111]	скв. ЕК-28
20	III-1	Скважина вскрывает солифлюксионные отложения	[94]	скв. Б-21
21	III-1	Скважина вскрывает максимальный разрез роговской серии	[94]	скв. Б-18
22	III-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. Б-16
23	III-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. Б-7
24	III-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[111]	скв. ЕК-25
25	III-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. Б-28
26	III-1	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и отложения роговской серии	[94]	скв. Б-5
27	IV-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. Б-24
28	V-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. В-9
29	V-1	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и отложения роговской серии	[94]	скв. В-8
30	V-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. В-6
31	V-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. В-4
32	V-1	Скважина вскрывает озерно-болотные отложения и отложения роговской серии	[94]	скв. В-2

33	V-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии	[94]	скв. В-1
34	V-1	Скважина вскрывает отложения роговской серии и элювиоделювий неогена	[94]	скв. ЕП-1
35	VI-1	Скважина вскрывает разрез первой террасы р. Елец	[94]	скв. Ю-11
36	VI-1	Скважина вскрывает отложения высокой поймы р. Яйю	[94]	скв. Ю-7
37	VI-1	Скважина вскрывает разрез конуса выноса р. Елец лежащего на пачвожской морене	[94]	скв. Ю-6
38	VI-1	Скважина вскрывает максимальный разрез конуса выноса р. Елец	[94]	скв. Ю-4
39	VI-1	Скважина вскрывает отложения пачвожской морены	[94]	скв. Ю-2
40	VI-2	Скважина вскрывает элювиальные отложения	[94]	скв. Н-8
41	VI-2	Скважина вскрывает элювиально-делювиальные отложения	[94]	скв. Н-7
42	VI-2	Скважина вскрывает отложения пачвожской морены	[94]	скв. Н-6
43	VI-2	Скважина вскрывает элювиально-делювиальные отложения	[94]	скв. Н-5
44	VI-2	Скважина вскрывает элювиально-делювиальные отложения	[94]	скв. Н-3
45	VI-2	Скважина вскрывает палеодолину ручья Нангытѳеган	[94]	скв. Н-2
46	VI-2	Скважина вскрывает делювиально-десерпционные отложения	[94]	скв. Н-1
47	VI-2	Скважина вскрывает флювиогляциальные отложения ханмейского оледенения, роговскую свиту и палеодолину р. Бадьявож.	[94]	скв. Х-8
48	VI-3	Скважина вскрывает отложения поймы ручья Ямса-Новисоим	[94]	скв. Я-1
49	VI-3	Скважина вскрывает отложения пачвожской морены	[94]	скв. Я-3
50	VI-3	Скважина вскрывает элювиально-делювиальные отложения	[94]	скв. Я-6
51	VI-3	Скважина вскрывает делювиально-десерпционные отложения	[94]	скв. Я-10

## СПИСОК

пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

NN по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн. лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1.	Субвулканические риолиты лядгейского комплекса, жерловая фация	уран-свинцовый SRIMP 2	555,4±2,7	142, обн. 1062/1
2	Субвулканические риолиты лядгейского комплекса	уран-свинцовый SRIMP 2	548±5,8	142, обн. 1051/1
3	Субвулканические риолиты лядгейского комплекса	уран-свинцовый	522	142 обн. 1052
4	Дайка риолитов лядгейского комплекса	уран-свинцовый SRIMP 2	547,2±1,1	142, обн. 1053/7.
5	Плагиограниты кыквомшорского комплекса	уран-свинцовый	526	142, обн. 1120

Химический состав пород кыквомшорского комплекса

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12*	13*	14
SiO <sub>2</sub>	50,67	50,15	48,74	48,95	68,34	74,54	74,98	78,90	69,60	71,98	69,00	77,12	66,40	68,82
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,83	1,94	1,70	0,52	0,30	0,26	0,38	0,27	0,43	0,54	0,27	0,34	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	14,90	15,50	17,44	12,62	12,00	11,84	10,44	13,69	13,21	12,05	10,74	14,74	13,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	5,18	2,69	4,72	1,66	1,41	1,96	0,11	0,62	1,24	1,58	1,37	2,52	3,28
FeO	6,86	4,09	7,82	6,15	2,35	1,36	2,12	0,89	2,56	1,53	2,63	1,51	4,22	1,67
MnO	0,20	0,12	0,14	0,17	0,08	0,04	0,07	0,03	0,07	0,07	0,08	0,07	0,10	0,11
MgO	7,33	7,94	8,88	6,76	2,06	1,60	0,84	0,93	2,55	1,94	2,07	1,46	1,92	1,68
CaO	9,14	8,35	7,19	8,20	3,14	0,93	0,61	1,08	2,76	2,16	4,58	2,48	4,53	2,86
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,28	3,31	3,18	4,92	5,15	5,56	5,59	6,55	3,81	4,56	3,23	2,96	4,20
K <sub>2</sub> O	0,38	0,16	0,70	0,32	1,93	0,75	0,34	0,11	0,15	1,26	0,26	0,50	0,63	1,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	0,54	0,21	0,25	0,26	0,23	0,29	0,09	0,17	0,30	0,08	0,08	0,12	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,13	0,15	0,14	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,09	0,15	0,07	0,06	0,07
П.п.п.	3,04	5,70	2,89	2,27	2,32	1,25	1,08	1,00	1,04	2,16	2,23	1,18	1,58	1,61
CO <sub>2</sub>	0,67	1,10	0,05	0,18	0,09	0,15	0,07	0,49	0,04	0,31	1,13	0,07	0,18	0,28
Σ	100,00	99,83	99,95	100,00	100,0	99,40	99,74	99,58	99,96	99,88	99,73	100,0	100,0	99,65

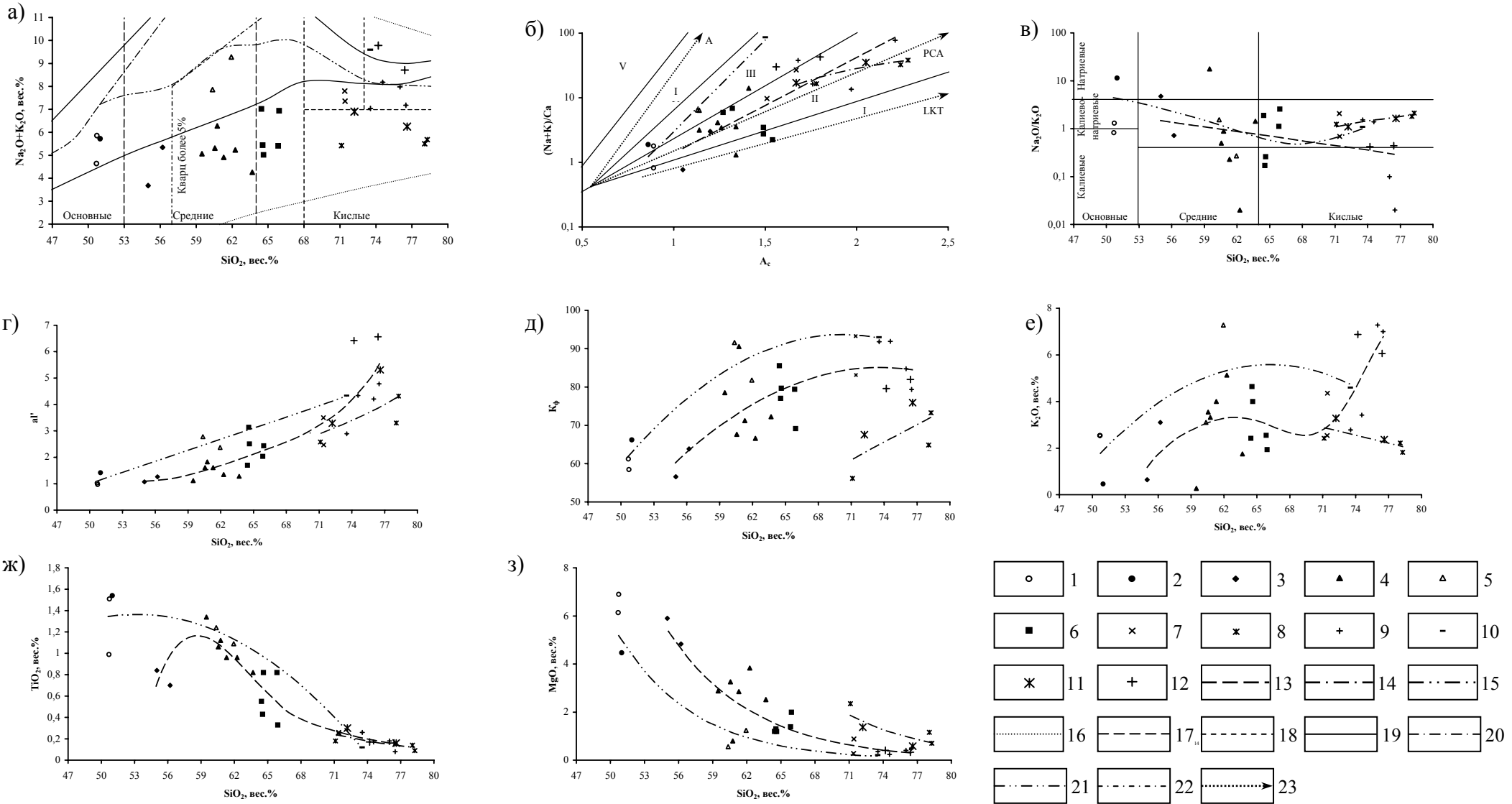
Примечание. 1, 2 – метагаббро (водораздел рек Лымьявож и Изъякырью); 3, 4 – метагаббродиабазы (нижнее течение р. Степрузь); 5 – 14 - метакристаллы (5, 6, 7 – нижнее течение р. Изъякырью; 8 – среднее течение р. Изъякырью; 9, 10 – нижнее течение р. Степрузь; 11, 12, 13, 14 – р. Тышор). Химические анализы пород выполнены в ИГ Коми НЦ УрО РАН методом мокрой химии и рентгенфлуоресцентным методом.

Средние химические составы (в вес.%) и важнейшие петрохимические характеристики вулканических пород бедамельской серии и экструзивно-субвулканических образований лядгейского комплекса

Компоненты	Известково-щелочная серия						Низкощелочная ветвь		Субщелочная серия			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	55,60	61,34	65,07	71,41	75,15	75,30	75,82	74,40	50,70	50,98	61,15	73,52
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,04	0,59	0,26	0,17	0,16	0,14	0,23	1,25	1,54	1,16	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	14,97	15,25	13,72	12,12	12,45	12,02	13,35	16,18	18,82	17,34	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	3,39	2,56	2,60	1,71	0,39	1,11	1,38	3,98	3,51	4,86	1,21
FeO	4,72	4,32	2,64	1,51	1,03	1,16	1,25	0,96	5,72	5,26	0,97	1,58
MnO	0,12	0,11	0,08	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,13	0,08	0,04	0,06
MgO	5,36	2,69	1,42	0,58	0,38	0,37	1,40	0,98	6,52	4,47	0,9	0,21
CaO	5,40	2,45	2,29	0,84	0,45	0,35	0,34	0,44	6,72	5,33	1,92	0,15
Na <sub>2</sub> O	2,64	2,17	2,86	4,13	2,48	2,78	3,38	3,75	2,71	5,26	3,38	5,00
K <sub>2</sub> O	1,87	3,00	3,11	3,45	5,12	6,47	2,15	2,82	2,54	0,46	5,19	4,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,12	0,04	0,02	<0,05	0,03	<0,05	0,24	0,24	0,37	0,02
п.п.п.	3,56	3,65	3,04	0,88	0,70	0,41	1,77	1,40	3,14	3,37	2,16	0,19
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,74	3,48	1,21	1,38	0,76	0,43	1,72	1,37	1,07	11,43	0,90	1,09
al'	1,16	1,47	2,37	2,98	4,06	6,49	3,40	4,30	1,00	1,42	2,58	4,34
f'	14,24	11,44	7,20	4,94	3,29	2,10	3,90	3,58	17,48	14,78	7,90	3,12
K <sub>φ</sub>	60,22	74,46	78,17	88,20	86,96	80,78	64,76	71,74	59,85	66,24	86,69	93,00
K <sub>a</sub>	0,40	0,46	0,54	0,76	0,79	0,93	0,66	0,69	0,44	0,49	0,65	1,02
n	2	6	5	2	4	2	3	2	2	1	2	1

Примечание. Бедамельская серия: 1 - метаандезиобазальт; 2 - метаандезит; 3 - метадацит; 4 - метариодацит; 5 - метариолит; 7 - низкощелочной метариодацит; 9 - метатрахиобазальт, меташононит; 10 - субщелочной оливиновый металеикообазальт; 11 - метатрахиандезит, метатрахит; 12 - метатрахириолит (метакомендит?). Лядгейский комплекс: 6 - метариолит субвулканический; 8 - низкощелочной метариодацит субвулканический.

Положение и эволюция составов вулканических пород бедамельской серии и экструзивно-субвулканических образований лядгейского комплекса на некоторых петрохимических диаграммах



1-10 – бедамельская серия: 1 – метатрахизбазальты, меташонониты, 2 – субщелочные оливиновые металейкобазальты, 3 – метаандезитобазальты, 4 – метаандезиты, 5 – метатрахизандезиты, метатрахиты, 6 – метадациты, 7 – метариодациты, 8 – низкощелочные метариодациты, 9 – метариолиты, 10 – метатрахизиолиты (метакомандиты?); 11-12 – лядгейский комплекс: субвулканические низкощелочные метариодациты (11) и метариолиты (12); 13-15 – петрохимические тренды: 13 – известково-щелочной, 14 – низкощелочной, 15 – субщелочной. На диаграмме а): 16 – область распространения химических составов магматических горных пород; 17-18 – границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема (17) и семейства (18); 19 – область распространения субщелочных пород; 20-21 – нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды (20) и щелочные пироксены и амфиболы (21); 22 – граница распространения кварца >5%. На диаграмме б): 23 – главные петрохимические тренды (LKT – низкокалийевый толеитовый, PCA – известково-щелочной, АВ – щелочно-базальтовый); поля серий: I – известковое (низкощелочное толеитовое); II – известково-щелочное (базальт-риолитовое); III – субщелочное (трахиандезитовое, латитовое); IV – умереннощелочное (щелочно-базальтовое); V – щелочное (нефелинит-фонолитовое).

## Средние химические и нормативные составы (в %) пород райизско-войкарского и кэршорского комплексов

Компо- ненты	Райизско-войкарский комплекс						Кэршорский комплекс									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	41,02	40,09	38,90	36,46	47,33	51,00	37,00	42,62	38,70	47,12	47,74	50,59	43,10	43,60	47,30	44,20
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,05	0,05	0,06	0,08	0,23	<0,01	0,14	0,06	0,15	0,07	0,11	0,53	0,66	0,54	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	0,99	0,78	0,53	2,72	1,47	0,46	0,85	0,83	1,83	1,89	2,34	17,25	20,60	14,80	20,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,52	0,48	0,60	0,92	0,03	0,02	0,69	0,48	0,18	0,73	0,69	-	-	-	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10	3,22	3,91	4,65	2,77	3,05	3,61	4,51	4,12	4,51	2,61	1,80	4,06	5,20	5,88	4,46
FeO	4,68	5,04	4,65	4,11	3,38	6,98	5,80	3,88	5,08	5,92	3,69	3,49	5,70	7,83	8,60	7,69
MnO	0,15	0,12	0,12	0,15	0,12	0,21	0,15	0,16	0,16	0,17	0,10	0,10	0,12	0,22	0,24	0,23
MgO	37,99	39,35	41,64	43,68	26,78	19,86	45,20	35,62	41,77	21,39	27,60	24,44	10,40	6,05	7,96	9,50
CaO	3,25	0,81	0,80	0,30	12,41	16,10	0,38	5,73	2,12	16,52	12,42	12,29	14,65	12,40	10,80	10,90
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,22	0,16	0,08	0,55	0,12	<0,05	0,21	0,08	0,08	0,28	0,34	1,55	1,37	1,41	0,47
K <sub>2</sub> O	0,11	0,07	0,05	0,03	0,08	0,03	0,07	0,10	0,04	0,08	0,07	0,04	0,24	0,18	0,30	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,01	0,02	0,01	0,07	0,02	<0,05	0,01	0,02	<0,05	0,03	0,04	<0,05	0,20	<0,05	<0,05
nmn	6,19	9,49	8,35	9,18	3,11	1,17	6,68	5,55	6,40	1,4	2,65	3,40	1,58	0,71	1,12	1,02
Ol	66,1	68,9	81,0	94,7	24,4	9,6	95,6	59,3	85,8	26,6	27,5	5,2	-	5,0	-	1,9
Opx	16,7	25,3	13,6	1,8	21,6	24,5	-	14,3	3,6	4,8	19,8	41,8	-	13,2	22,8	31,4
CPx	15,2	4,5	4,1	1,6	52,4	65,9	1,8	24,8	9,3	68,3	51,6	51,7	-	9,3	16,9	1,1
Pl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	63,3	47,6	58,6
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	-
Cm	1,3	0,8	0,7	1,0	1,3	-	-	1,0	0,7	0,3	1,1	1,0	-	-	-	-
Il	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,1	0,5
Mt	-	-	-	0,5	-	-	2,6	-	-	-	-	-	-	7,6	8,8	6,5
n	3	32	46	69	2	1	1	3	2	6	5	7	2	1	1	1

Примечание: 1 - лерцолит; 2 - гарцбургит неистощенный; 3 - гарцбургит истощенный; 4 - дунит; 5 - оливиновый вебстерит; 6 - вебстерит; 7 - дунит; 8 - лерцолит; 9 - верлит; 10 - оливиновый клинопироксенит; 11 - оливиновый вебстерит; 12 - вебстерит; 13 - фельдшпатизированный пироксенит и ультрабазит; 14 - оливиновый метагабронорит; 15 - метагабронорит; 16 - метанорит.



## Химический состав пород Харотского массива енганэпэйского комплекса

№ п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	CO <sub>2</sub>	A	S	MgO/SiO <sub>2</sub>	MgO/FeO*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<b>Черные плотные серпентиниты</b>																			
1	КЧ-1-25	38.91	<0.03	0.05	7,89	1,18	0.13	33.62	2,92	0.06	0.03	14.60	0.03	99.87	2,42	3,51	-3,92	0.86	3,79
2	КЧ-1-31	40.74	<0.03	0.46	6,81	0,86	0.12	32.26	1,10	0.07	0.02	13.37	<0.03	99.87	1,73	1,65	-3,38	0.89	4,69
3	КЧ-1-35	37.08	<0.03	0.44	7,03	0,36	0.12	34.71	4,37	0.05	0.03	15.77	<0.03	99.96	5,69	4,89	-5,15	0.94	4,69
4	КЧ-2-233	38.30	0.01	0.64	9,72	2,09	0.09	36.22	0,28	0.05	0.04	11,82	0.02	99.37	0,49	1,01	-9,92	0.94	3,06
5	КЧ-2-235.3	39.02	0.12	0.67	7,62	2,81	0.10	36.09	1,12	0.05	0.06	11,92	0.02	99.60	0,79	1,90	-7,72	0.92	3,46
6	КЧ-2-248	38.46	0.14	0.54	8,68	3,59	0.10	35.40	0,67	0.06	0.04	11,15	0.02	98.79	1,71	1,31	-9,39	0.92	2,89
7	КЧ-1-47	38.90	<0.03	0.40	8,88	0,14	0.07	37.01	1,74	0.06	0.04	12,72	<0.03	99.96	1,60	2,24	-7,21	0.95	4,10
8	КЧ-1-59	40.36	<0.03	0.48	6,50	0,22	0.06	39.80	0,10	0.08	0.01	12,29	<0.03	99.8	0,34	0,67	-6,23	0.98	5,92
<b>Травяно-зеленые волокнистые серпентиниты</b>																			
9	КЧ-1-40	40.90	<0.03	0.49	5,99	0,18	0.07	37.38	1,11	0.03	0.05	12,61	0.05	99.86	0,61	1,68	-3,73	0.91	5,21
10	КЧ-1-51	40.17	<0.03	0.40	4,18	0,29	0.06	39.81	1,32	0.05	0.05	13,60	<0.03	99.93	1,31	1,82	-4,18	0.96	8,90
11	КЧ-1-56	37.37	<0.03	0.55	9,07	0,29	0.07	34.71	3,77	0.06	0.08	13,97	<0.03	99.94	3,03	4,46	-6,78	0.92	3,70
12	КЧ-1-64	39.33	<0.03	0.44	7,03	0,14	<0.03	38.82	0,31	0.04	0.02	13,84	<0.03	99.97	0,68	0,81	-6,68	0.98	5,41

Примечание: А - (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); S - (MgO+FeO\*+MnO+TiO<sub>2</sub>); FeO\* - (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)

Содержания оксидов (мас.%), редких и редкоземельных элементов (ppm)  
в породах леквожского комплекса

№обр	перидотиты		пироксениты	габбро			долериты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	38,32	41,20	43,91	46,27	50,02	46,09	50,74	46,52	48,58
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,23	0,22	0,44	1,88	0,50	1,95	1,53	1,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,06	3,60	7,63	10,54	19,36	11,64	12,84	14,37	16,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,33	6,79	2,84	3,54	2,78	3,86	5,19	3,8	2,06
FeO	6,30	6,26	6,86	6,34	5,37	6,21	6,77	3,24	7,56
MnO	0,17	0,20	0,15	0,10	0,13	0,09	0,16	0,19	0,13
MgO	33,75	28,87	23,66	15,52	3,35	15,16	4	4,49	7,58
CaO	1,34	3,85	8,29	12,56	8,00	11,55	7,37	9,09	6,07
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,18	0,18	1,23	4,96	1,33	2,3	4,14	2
K <sub>2</sub> O	0,08	0,05	0,06	0,58	0,51	0,39	2	3,1	3,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,93	н/обн.	0,21	0,12	0,15
п.п.п.	10,35	8,08	5,82	2,88	2,73	3,18	2,56	9,4	3,68
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,99	99,99	99,22
Rb	5,67	не обн.	не обн.	21,1	не обн.	18	7,22	← обр.№ 621/5И	
Cs	1,73	3,5	1,88	1,08	не обн.	2,4	0,95		
Sr	190	165	120	1250	2080	1085	231,77		
Ba	36	59	58	245	425	70	41,09		
Sc	14,8	27,4	33,7	56,5	20,1	45,8	40,56		
Cr	2271,5	2349,7	1821,7	390,7	33,5	861,7	435,36		
Co	111,1	111	85,3	49,3	13,3	44,2	47,00		
Ni	1060	840	610	не обн.	не обн.	не обн.	119,02		
Zn	90	20	60	не обн.	80	40	72,29		
Se	1,58	0,69	1,34	0,3	1,09	0,3	не обн.		
As	0,97	0,82	0,92	10,1	2,57	1,01	0,14		
Sb	0,4	1,55	0,35	1,41	1,32	1,27	не обн.		
Th	0,25	0,091	0,76	1,27	1,3	0,3	0,25		
U	0,75	0,23	0,56	0,3	0,69	1,32	1,42		
Br	0,36	0,65	0,11	0,031	0,75	0,17	не обн.		
Hf	0,49	0,67	0,26	1,59	3,35	2,1	1,83		
Ta	0,37	не обн.	не обн.	не обн.	2,27	не обн.	0,44		
Zr	50	12	30	5	52	35	59,51		
La	1,87	1,66	1,41	4,14	16	4,03	4,30		
Ce	3,7	3,8	3,31	9,92	34,9	9,48	10,81		
Pr*	0,45	0,54	0,44	1,38	4,48	1,27	1,55		
Nd	1,86	2,55	2,09	6,21	19,9	5,53	7,24		
Sm	0,49	0,78	0,62	1,92	5,57	1,68	2,12		
Eu	0,12	0,34	0,12	0,57	2,55	0,8	0,84		
Gd*	0,75	0,98	0,7	2,6	6,8	2,23	2,56		
Tb	0,14	0,14	0,1	0,38	0,99	0,33	0,46		
Dy*	0,9	0,8	0,5	2,23	5,52	1,91	3,05		
Ho*	0,23	0,18	0,11	0,33	1,21	0,43	0,67		
Er*	0,73	0,46	0,25	1,29	3,22	1,18	1,83		
Tm*	0,13	0,065	0,034	0,19	0,46	0,18	0,26		
Yb	0,79	0,35	0,17	1	2,31	0,94	1,55		
Lu	0,15	0,055	0,025	0,17	0,38	0,16	0,24		

1, 2 - перидотиты (обр. F3.3, F3.6); 3 - пироксенит (обр. F3.11); 4, 5, 6 - габбро (обр. F3.9, F3.16, F3.15); 7, 8, 9 - долериты (5773-2, 5759-2, 5779-1, 621/ 5И)

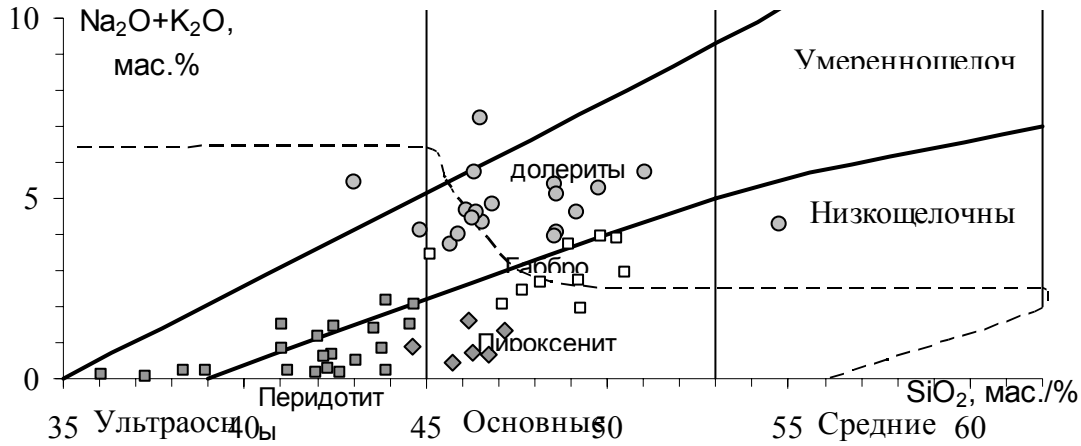


Рис. 7. 1 . Классификация интрузивных пород леквожского комплекса по минеральному составу (Попов, Богатиков, 2001).

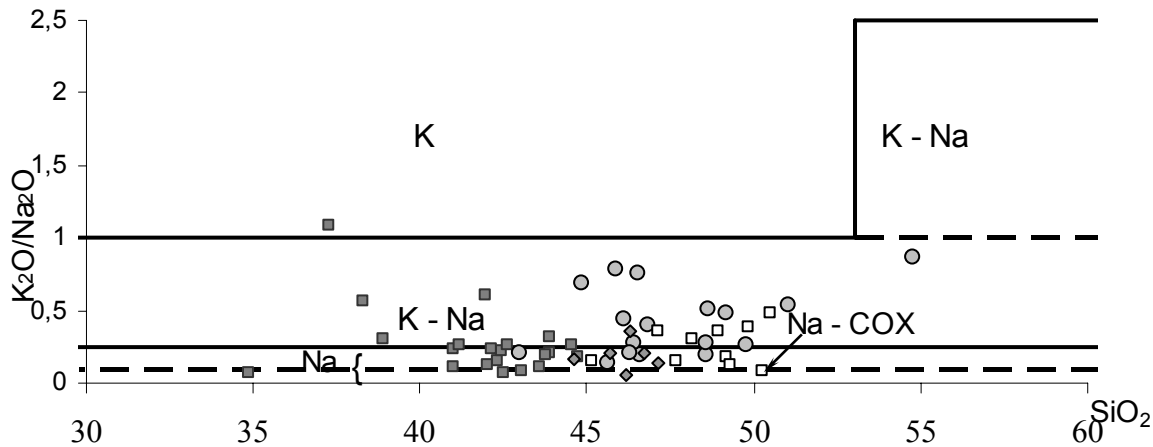


Рис. 7.2 . Диаграмма  $K_2O/Na_2O - SiO_2$ , для разделения петрохимических серий по щелочности. Условные обозначения:  
 ■ перидотиты    ○ долериты    □ габбро    ◆ пироксениты

Na- натриевая; Na-COX - натриевая срединно-океанических хребтов; K-Na - калиево-натриевая; K - калиевая; пунктиром показано ожидаемое положение граничных линий

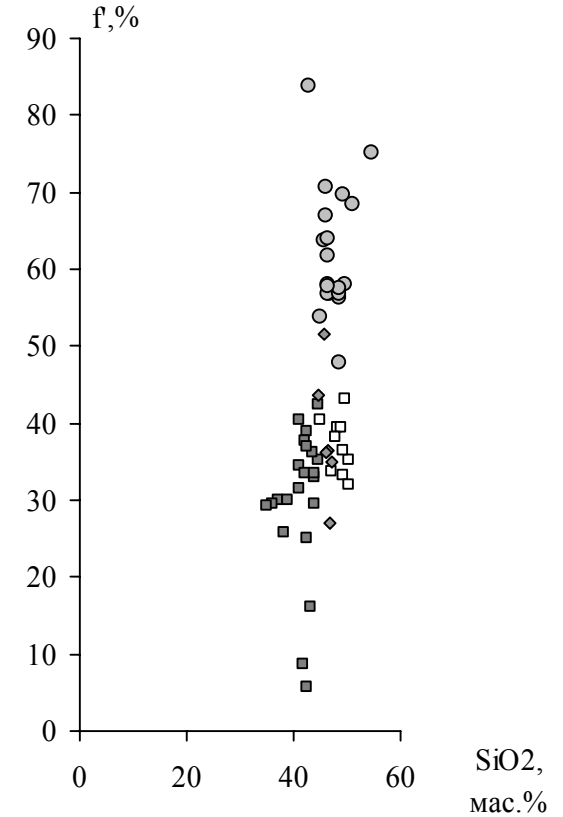


Рис.7.3. Диаграмма соотношения железистости к кремнеземности пород ( $f=Fe_{общ.}/(Fe_{общ.}+MgO)$ ).

Условные обозначения:  
 ■ перидотиты    ○ долериты  
 □ габбро        ◆ пироксениты

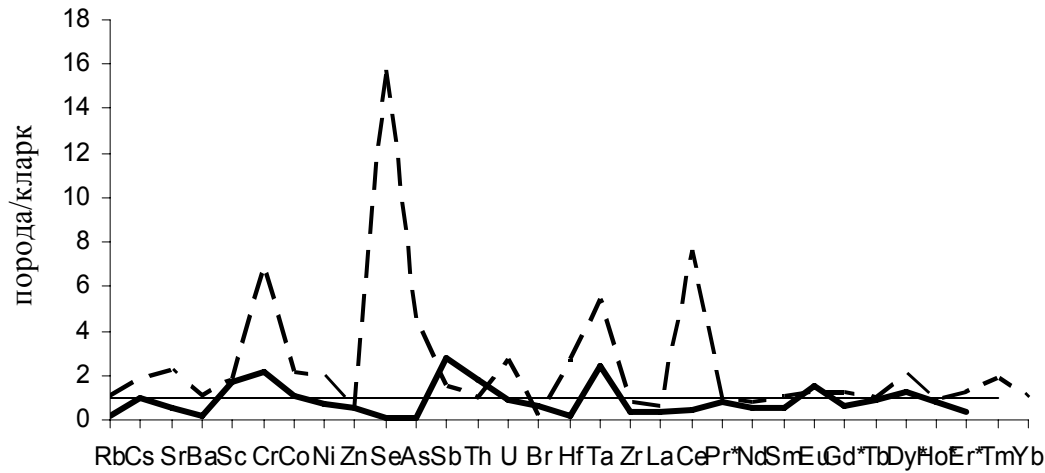


Рис. 7.4. Спайдер-диаграмма среднего химического состава пород  
Условные обозначения: габбро долериты

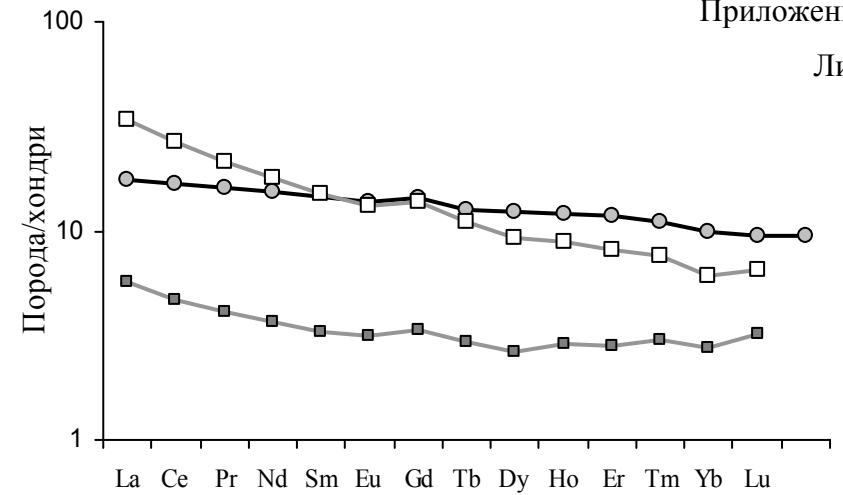


Рис. 7.6. Отношение к хондриту пород Леквожского  
Условные обозначения: долериты габбро перидотиты

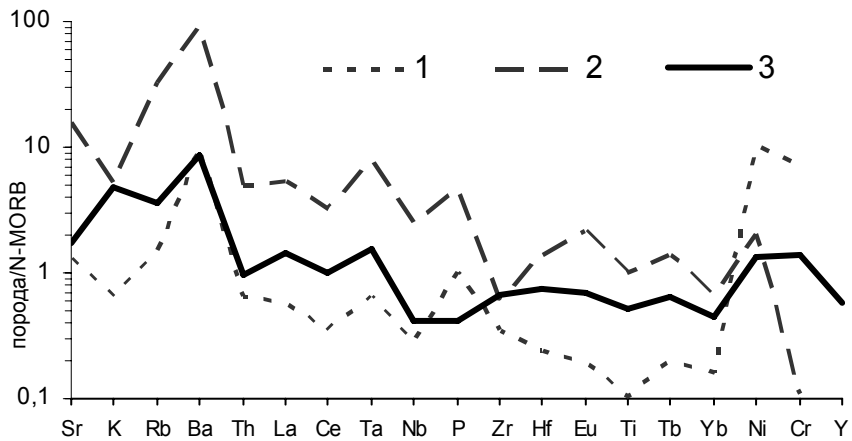


Рис.7.5. Распределение микроэлементов нормализованных по N-MORB (Pearce, 1982) в породах леквожского комплекса  
Условные обозначения:  
1 - перидотиты 2 - габбро 3 - долериты

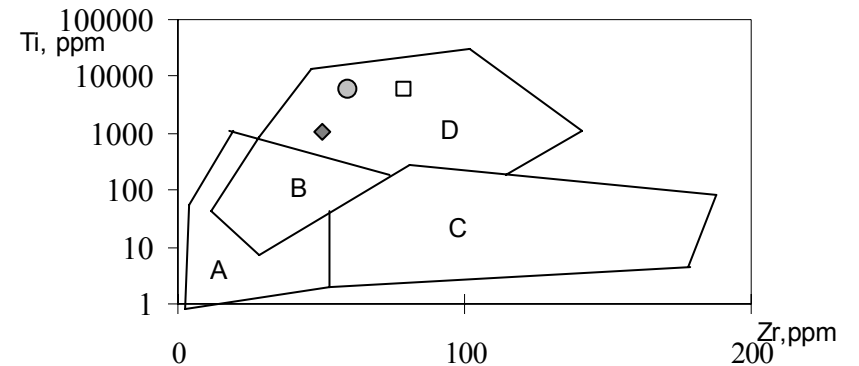


Рис. 7.7. Дискриминационная диаграмма Ti-Zr для базальтов (по Дж. Чену)  
Условные обозначения: перидотиты габбро долериты  
Поля на диаграмме: А - островодужные толеиты; С - известково-щелочные базальты; D - базальты срединно-океанических хребтов; В - островодужные толеиты, известково-щелочные базальты и базальты срединно-океанических хребтов.

## Каталог памятников природы, показанных на листе Q-41-XI

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Ландшафтный	Лесной заказник Енганэпэ
2	Геоморфологический	Конечная морена
3	Криогенный	Наледь, образуемая в результате разгрузки жильных вод в зоне разлома
4	Опорное обнажение	Несогласный стратиграфический контакт манитаньрдской серии и енганэпейской свиты (“уралид” и “доуралид”)
5	Геоморфологический	Нагорная терраса
6	Ландшафтный	Заказник комплексный (хребтовый)
7	Геоморфологический	Поле карстовых воронок
8	Опорное обнажение	Контакт каменноугольных и пермских отложений
9	Геоморфологический	Конечная морена
10	Ландшафтный	Реликтовый лес
11	Криогенный	Ледник каровый площадью около 1 км <sup>2</sup> , с мощностью льда до 70 м.
12	Геологический	Разведочная штольня на жадеититы

## Каталог водопунктов, показанных на схеме распространения гидрогеологических подразделений

Но- мер на схе- ме	Вид и авторский номер водо- пункта	Индекс гидро- геоло- гического подразде- ления	Интервал залегания водонос- ного гори- зонта, м	Глуби- на уста- новив- шегося уровня, м	Дебит, л/с	Пони- жение уров- ня, м	Химический состав подземных вод	Минер- ализа- ция, г/л	Номер по списку ис- пользо- ванной ли- тера-туры
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Источник 343	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	0.6	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0,4	Горбачев, 1969
2	Источник 312	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> t	-	-	1.0	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
3	Источник 945	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	1.7	-	сульфатно-гидрокарбонатный магниевонатриево-кальциевый	0,06	Горбачев, 1969
4	Источник 900	aIII-H	-	-	0.7	-	гидрокарбонатный магниевонатриево-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
5	Источник 327	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	1.5	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
6	Группа источников 724	O <sub>2</sub> -D <sub>2</sub> tc	-	-	38.0	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0,1	Горбачев, 1969
7	Источник 328	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> t	-	-	5,0	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0,3	Горбачев, 1969
8	Источник 719	O <sub>2</sub> -D <sub>2</sub> tc	-	-	0,5	-	гидрокарбонатный магниевонатриево-кальциевый	0,4	Горбачев, 1969
9	Скважина ЕК-26	P <sub>1</sub> t	78,8-87,7	+0,5	1,5	0,8	-	-	Мартынов, 1973
10	Источник 297	aIII-H	-	-	1,5	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,06	Горбачев, 1969
11	Источник 744	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	0,002	-	гидрокарбонатный кальциевонатриевый	0,05	Горбачев, 1969

## Приложение 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
12	Источник 118	O <sub>2</sub> -D <sub>2</sub> tc	-	-	5,0	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
13	Группа источников 769	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	10,5	-	гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
14	Источник 336	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	5,0	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,09	Горбачев, 1969
15	Источник 288	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> t	-	-	0,2	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,1	Горбачев, 1969
16	Скважина ЕК-25	P <sub>1</sub> ut	72,0-97,3	+3,5	1,5	2,0	гидрокарбонатный магниевый-натриевый	0,5	Мартынов, 1973
17	Шурф 14	aIII-H	1,05-1,6	1,1	0,02	0,45	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,05	Горбачев, 1969
18	Источник 763	O <sub>2</sub> -D <sub>2</sub> tc	-	-	10,5	-	гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый	0,3	Горбачев, 1969
19	Источник 715	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	0,5	-	сульфатно-гидрокарбонатный натриевый	0,05	Горбачев, 1969
20	Источник 304	R <sub>3</sub> -Є <sub>1</sub> tv	-	-	4,5	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0,1	Горбачев, 1969
21	Группа источников 2001	D <sub>2</sub> -C <sub>2</sub> c	-	-	30,0	-	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
22	Источник 710	aIII-H	-	-	0,01	-	гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый	0,1	Горбачев, 1969
23	Источник 535	aIII-H	-	-	0,2	-	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,3	Горбачев, 1969
24	Пластовый выход 579	O <sub>2</sub> -C <sub>3</sub> ct	-	-	2,5	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый-магниевый	0,5	Горбачев, 1969
25	Шурф 22	aIII-H	3,0-3,6	3,0	1,4	0,6	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
26	Источник 551	C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> t	-	-	0,4	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый-магниевый	0,3	Горбачев, 1969
27	Шурф 17	aIII-H	0,9-1,3	0,9	0,6	0,35	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969

## Приложение 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
28	Группа источников 247	aIII-H	-	-	0,35	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,3	Горбачев, 1969
29	Источник 853	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	0,5	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
30	Шурф 1	aIII-H	1,55-2,2	1,55	2,0	0,3	хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый	0,06	Горбачев, 1969
31	Источник 850	O <sub>2</sub> -C <sub>3ct</sub>	-	-	1,1	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый	0,04	Горбачев, 1969
32	Группа источников 844	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	6,0	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0,09	Горбачев, 1969
33	Группа источников 665	O <sub>2</sub> -D <sub>3tv</sub>	-	-	12,5	-	гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый	0,04	Горбачев, 1969
34	Группа источников 667	O <sub>2</sub> -D <sub>3tv</sub>	-	-	0,1	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый	0,03	Горбачев, 1969
35	Источник 252	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	0,3	-	сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,06	Горбачев, 1969
36	Источник 231	aIII-H	-	-	3,0	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,3	Горбачев, 1969
37	Источник 233	C <sub>3</sub> -P <sub>1t</sub>	-	-	0,07	-	гидрокарбонатный магниевый-кальциево-натриевый	0,07	Горбачев, 1969
38	Группа источников 27	O <sub>2</sub> -C <sub>3ct</sub>	-	-	10,0	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
39	Источник 222	C <sub>3</sub> -P <sub>1t</sub>	-	-	0,1	-	гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый	0,04	Горбачев, 1969
40	Группа источников 617	C <sub>3</sub> -P <sub>1t</sub>	-	-	5,5	-	гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
41	Источник 51	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	1,5	-	сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый	0,06	Горбачев, 1969
42	Шурф 1a	aIII-H	0,8-1,1	0,8	0,6	0,3	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	0,2	Горбачев, 1969
43	Источник 690	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	8,5	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969



## Приложение 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
44	Группа источников 615	O <sub>2</sub> -C <sub>3ct</sub>	-	-	4,7	-	гидрокарбонатный кальциевый	0,2	Горбачев, 1969
45	Источник 20	C <sub>3</sub> -P <sub>1t</sub>	-	-	0,2	-	сульфатно-гидрокарбонатный магниевое-натриево-кальциевый	0,05	Горбачев, 1969
46	Группа источников 881	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	3.4	-	сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0.1	Горбачев, 1969
47	Источник 694	R <sub>2-3tv</sub>	-	-	3.2	-	хлоридно-гидрокарбонатный кальциевое-натриевый	0.02	Горбачев, 1969
48	Источник 886	R <sub>2-3tv</sub>	-	-	0.08	-	сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный магниевое-натриевый	0.06	Горбачев, 1969
49	Источник 59	R <sub>2-3tv</sub>	-	-	0.1	-	гидрокарбонатный кальциевое-магниевый	0.1	Горбачев, 1969
50	Источник 275	R <sub>2-3tv</sub>	-	-	0.06	-	сульфатно-гидрокарбонатный магниевое-кальциевый	0.08	Горбачев, 1969
51	Источник 602	Є <sub>3</sub> -C <sub>3t</sub>	-	-	0.2	-	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	0.1	Горбачев, 1969
52	Шурф 2	aIII-H	0,7-1,2	0,7	1,1	0,3	гидрокарбонатный натриево-кальциевое-магниевый	0,1	Горбачев, 1969
53	Источник 15	C <sub>3</sub> -P <sub>1t</sub>	-	-	1,0	-	гидрокарбонатный магниевый	0,08/	Горбачев, 1969
54	Источник 268	R <sub>2-3tv</sub>	-	-	0,1	-	гидрокарбонатно-сульфатный магниевое-натриевый	0,07	Горбачев, 1969
55	Источник 69	O <sub>1</sub> -D <sub>2i</sub>	-	-	0,1	-	гидрокарбонатный магниевый	0,1	Горбачев, 1969
56	Группа источников 869	O <sub>1</sub> -D <sub>2i</sub>	-	-	0,3	-	хлоридно-гидрокарбонатный кальциевое-магниевый	0,02	Горбачев, 1969